

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Martina ŠÁFROVÁ

TORNÁDA V ČESKÉ REPUBLICE

TORNADOES IN THE CZECH REPUBLIC

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce/Školitel: RNDr. Petr Zacharov, Ph.D.

Praha, 2014

Zadání bakalářské práce

Název práce

Tornáda v České republice

Cíle práce

Bakalářská práce má následující cíle:

1. Seznámení se současným poznáním fyziky vzniku organizované konvekce a tornád.
2. Přehled výskytu tornád v posledním desetiletí a uvedení několika případových studií výskytu tornád na našem území.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Základem práce je převážně rešerše zahraniční literatury, která se věnuje fyzice vzniku organizované konvekce a tornád. Hlavním datovým zdrojem jsou data vypočtena a poskytnuta přes webové stránky www.skywarn.cz. Další významným zdrojem dat jsou Meteorologické zprávy ČHMÚ. Práce formou rešerše podá přehled o tornádech a jejich výskytu a pomocí různých prekursorů zhodnotí vybrané případy vzniku tornád na našem území.

Datum zadání: 12. prosince 2011

Jméno studenta: Martina Šáfková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Petr Zacharov, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 15.7.2014

.....

Martina Šáfková

Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala panu RNDr. Petru Zacharovovi, Ph.D., vedoucímu této bakalářské práce za velmi vstřícný přístup, trpělivost a odbornou pomoc. Za čas strávený touto prací a za vědomosti, které mi předal. Za poskytnutá data bych ráda poděkovala panu Davidovi Rývovi.

Dále bych ráda poděkovala celé své rodině, která mi v danou chvíli byla velkou oporou.

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá tématem výskytu tornád na našem území. Cílem práce je seznámit se na základě české i dostupné zahraniční literatury se současným poznáním fyziky vzniku organizované konvekce a tornád. Druhým cílem je podat přehled o výskytu tornád za poslední desetiletí a uvést několik případových studií výskytu tornád. Pro tyto případové studie byly spočteny prekurzory silné konvekce a jejich hodnoty byly v práci diskutovány.

Klíčová slova: tornádo, konvekce, prekurzory konvekce, vorticity

Abstract

The Bachelor work is devoted to the task of occurrence of the tornado over our territory. The goal of the work is on the basis of available Czech and foreign literature to make acquaintance with the present physical knowledge of organised convection rise and tornado formation. The second goal was to show overview of tornado rise during the last ten years and introduce several tornado rise studies. There were calculated precursors of strong convection for these rise studies and their values were discussed in the work.

Key words: tornado, convection, precursors of convection, vorticity

Obsah

1.	Úvod.....	9
2.	Metodika práce	10
3.	Tornádo	11
3.1.	Co je to tornádo	11
3.2.	Vzhled	12
3.3.	Historie výzkumu a dokumentace	13
4.	Fyzika vzniku	16
4.1.	Konvekce a konvektivní oblaka	16
4.2.	Střih větru.....	16
4.3.	Vorticita	17
4.4.	Druhy tornád.....	19
4.4.1.	Supercelární tornáda a jejich vývoj.....	19
4.4.2.	Nesupercelární tornáda a jejich vývoj	20
4.5.	Sekundární savý vír	21
5.	Prekurzory silné konvekce	23
5.1.	HVK a HNV	23
5.2.	CAPE	24
5.3.	CIN.....	25
5.4.	BRN	26
5.5.	SREH	26
5.6.	EHl.....	27
6.	Způsoby hodnocení větrů a způsobených škod	28
6.1.	Beaufortova stupnice	28
6.2.	Fujitova stupnice.....	29
6.3.	Mezinárodní stupnice intenzity tornád.....	32
6.4.	Meteorologické dopplerovské radary	32
7.	Výskyt tornád	34
7.1.	Tornáda 31. května 2001	35
7.2.	Tornádo v Málkově 11. června 2000	41
8.	Diskuze.....	45
9.	Závěr	46
	Seznam použité literatury.....	47
	Přílohy	50

Seznam obrázků

Obr. 1 Schematické zobrazení základní struktury tornáda

Obr. 2 Ukázka wall cloud

Obr. 3 Schematické znázornění transformace horizontální vorticity prostředí na vertikální vorticitu v oblaku

Obr. 4 Schematické znázornění supercelární bouře přizpůsobené od koncepčního modelu

Obr. 5 Schéma vývoje nesupercelárního tornáda nad pevninou

Obr. 6 Schematické znázornění aerologického diagramu

Obr. 7 Mapa světového výskytu tornád

Obr. 8 Analýza přízemního tlakového pole v hladině 500 hPa

Obr. 9 Analýza hladiny v hladině 850 hPa

Obr. 10 Vývoj radarové situace maximální radarové odrazivosti

Obr. 11 Radarový snímek

Obr. 12 Vývoj radarové situace na sloučených snímcích maximální odrazivosti

Obr. 13 Snímek počáteční fáze tornáda nad Milošovicemi

Obr. 14 Analýza přízemního tlakového pole v hladině 500 hPa

Obr. 15 Vývoj radarové situace 11.6.2000

Obr. 16 Vývoj radarové situace 11.6.2000

Obr. 17 Způsobené škody v obci Málkov 11. června 2000

Obr. 18 Způsobené škody v obci Málkov 11. června 2000

Obr. 19 Způsobené škody v obci Málkov 11. června 2000

Seznam tabulek

Tab. 1 Beaufortova stupnice síly větru

Tab. 2 Fujitova stupnice intenzity tornád

Tab. 3 Stupnice TORRO pro určení intenzity tornád podle síly větru

Tab. 4 Hodnoty CAPE, CIN, EHI, SREH a S (střih větru) z aerologické sondáže Praha-Libuš, Kuemmersbruck a Brno - Sokolnice.

Seznam příloh

Příloha 1 Přehled případů tornád na území České republiky od roku 2000.

Seznam použitých zkratek

BRN	Bulk Richardson number
CAPE	Convective Available Potential Energy
Cb	Cumulonimbus
CIN	Convective INhibition
Cu con	Cumulus congestus
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
EHl	Energy helicity index
HNV	Hladina nulového vztlaku
HVK	Hladina volné konvekce
KKH	Konvekční kondenzační hladina
SELČ	Středoevropský letní čas
SREH	Storm relative environmental helicity
TORRO	International Tornado Intensity Scale
UTC	Střední světový čas
VKH	Výstupná kondenzační hladina
ÚFA	Ústav fyziky atmosféry
AMS	Amatérská meteorologická společnost

1. Úvod

Tornáda jsou jedním z nejobávanějších meteorologických jevů na naší planetě. Příběhy spojené s tornády patří k nejpozoruhodnějším. Je známo mnoho historek o dobrodružství a přežití v blízkosti tornád. Příkladem jsou příběhy ze Spojených států amerických, kde se dodnes vyskytují ta nejničivější tornáda na světě. V dnešní době poskytuje věda meteorologům cenné informace, ale ještě nedávno to tak nebylo. Podnětem pro výzkum byla 80. léta (Lynch, 2003), kdy propukla ta nejhorší série tornád ve Spojených státech amerických, jaká kdy byla na celém světě zaznamenána. Během šestnácti hodin vzniklo na území třinácti států 148 tornád (Lynch, 2003). Území České republiky je naproti tomu poměrně klidnou oblastí. Ještě donedávna si obyvatelé i odborníci mysleli, že se u nás tornáda nevyskytují. Až s postupem času a s rozvojem internetu je jasné, že se tornáda i v našich mírných podmínkách mohou vyskytovat. Od konce 20. století dochází k výraznému nárůstu počtu doložených tornád na území ČR. Nyní již došlo k ustálení na několik zdokumentovaných tornád ročně. S postupem času převládá názor, že tento nárůst nebyl způsoben výkyvem atmosférické cirkulace, ale především rozšířením internetu a dostupnosti informací.

Hlavním cílem této práce je porozumění fyzice vzniku organizované konvekce a tornád a zdokumentování jejich výskytu na území České republiky za poslední desetiletí. Mým záměrem bylo zpracování tornád jako celku a popsání vybraných příkladů výskytu tornád. V problematice tornád je stále mnoho nevyřešených problémů. Hlavním problémem je fyzika vzniku tornáda a včasné varování před možností výskytu tornáda.

Práce je členěna do devíti kapitol. První kapitola je věnována úvodu a zařazení do problematiky. V druhé kapitole je popsána metodika práce. Ve třetí kapitole je popsáno tornádo, vzhled a historie výzkumu a detekce tornád. Čtvrtá kapitola se věnuje fyzice vzniku konvekce a tornád. Pátá kapitola popisuje prekurzory silné konvekce. V šesté kapitole jsou popsány způsoby hodnocení silných větrů. Sedmá kapitola se věnuje výskytu tornád a uvádí dvě případové studie výskytu tornáda v ČR. Osmá kapitola je věnována shrnutí výsledků a devátá kapitola je samotný závěr.

2. Metodika práce

Pro bakalářskou práci „Tornáda v České republice“ bylo čerpáno z různých zdrojů. Hlavním zdrojem byly odborné publikace, články, které se věnují tornádům na našem území. Jedním z nepostradatelných zdrojů byly články z Meteorologických zpráv dostupných z Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) v Praze. Stěžejní pro tuto práci byly odlišné názory na existenci tornáda a jeho trvání.

Studiem tornád se u nás především zabývají ČHMÚ, Ústav fyziky atmosféry AV ČR v.v.i. (ÚFA) a Amatérská meteorologická společnost (AMS). Rok 2000 byl důležitým mezníkem pro dokumentaci tornád na území České republiky. Výzkum tornád získal oficiálnější postavení díky několika grantům GAČR. Na těchto grantech spolupracují ČHMÚ společně s ÚFA a právě díky těmto grantům se rozšířila základna odborníků, kteří se o dokumentaci tornád zajímají. Do té doby se problematice tornád věnovalo pouze několik málo jedinců.

Cílem práce bylo seznámit se se současným poznáním fyziky vzniku organizované konvekce a tornád a formou rešerše uvést v práci. Jedním z cílů bylo také podat přehled o výskytu tornád v posledním desetiletí a uvést několik vybraných případových studií výskytu tornád s přehledem prekurzorů silné konvekce a tornád. Nejnovější data byla čerpána především z webových stránek ČHMÚ a z tornádických stránek ČHMÚ ve spolupráci s AMS.

3. Tornádo

3.1. Co je to tornádo

Jednou z nejznámějších definic tornád použil Doswell ve své eseji pod názvem What is a tornado (Doswell, 2001). Tornádo je zde charakterizováno jako silně rotující vír (se zhruba vertikální osou) vyskytující se pod spodní základnou konvektivních bouří, který se během své existence alespoň jednou dotkne zemského povrchu a je dostatečně silný, aby na něm mohl způsobit hmotné škody. Tornádo se nejčastěji jeví jako silně rotujícího válec. Má tvar trychtýře, kornoutu, sloupce či chobotu, který se spouští od základny oblaku až k zemskému povrchu.

Tornáda jsou spojena s oblakem druhu cumulonimbus (Cb). Tento pojem zavedl v roce 1879-1880 německý meteorolog P. Weillbach (eMS ČMeS). Cumulonimbus je popsán jako mohutný a hustý oblak velkého vertikálního rozsahu v podobě hor nebo obrovských věží. Vertikální rozsah bývá několik kilometrů. Alespoň část vrcholu Cb je hladká, vláknitá nebo žebrovitá a téměř vždy zploštělá. Tato část se rozšiřuje do podoby kovadliny nebo širokého chocholu. S vývojem Cb bývají vázány bouřky, avšak tento oblak může existovat, aniž by bouřka vznikla. Vzniká působením intenzivní konvekce nejčastěji na studených frontách nebo čárách instability. Jeho vývoj může dojít i uvnitř homogenní instabilní vzduchové hmoty, která je často ovlivněná působením orografických faktorů. Je tvořen silnými vzestupnými a sestupnými proudy, které mohou dosahovat rychlostí až desítek m.s^{-1} (eMS ČMeS). Může být doprovázen např. přívalovými srážkami, elektrickou aktivitou a nárazovitým větrem.

Pojem tornádo vychází z portugalského nebo španělského slova “tronada“, které v překladu znamená bouřka. Neznalostí bývá občas tornádo zaměňováno s hurikány, cyklony či tajfuny. Tyto názvy jsou jedním typem atmosférického jevu zvané tropická cyklóna odlišující se pouze místním názvem. V oblasti severozápadního Tichého oceánu jsou označovány jako tajfuny, zatímco v Indickém oceánu jsou nazývány cyklóny.

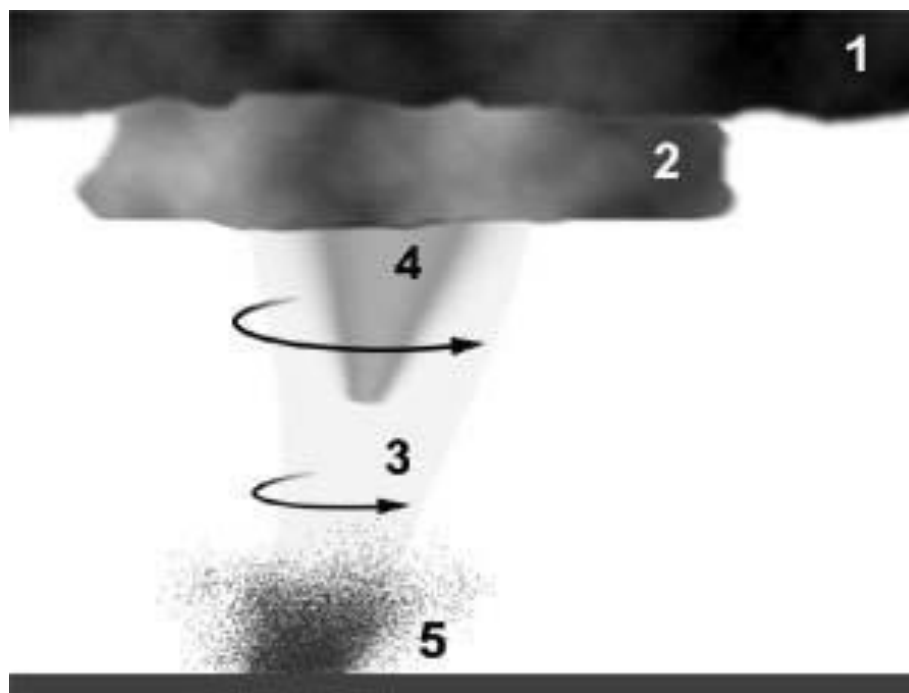
Tropická cyklóna vzniká nad tropickými oblastmi oceánů. Nejčastěji se vyskytuje v pásmu mezi 5° až 20° severní a jižní zeměpisné šířky a postupujícím v počátku v pasátovém proudění na severní polokouli na severozápad a na jižní polokouli na jihozápad (eMS ČMeS). Ve srovnání s hurikány jsou tornáda mnohem menších horizontálních rozměrů. Průměr středně velkého hurikánu je udáván kolem 550 km, zato tornáda jsou v řádech od jednotek po stovky metrů (Challoner, 2003). Doba života tornád se udává v řádech od desítky sekund až po desítky minut. Většina tornád má životnost kratší jak 10 minut, ale je i známo tornádo trvající déle jak hodinu (Markowski and Richardson, 2010).

3.2. Vzhled

Tromba je označení pro vír v atmosféře s přibližně vertikální osou rotace dosahujícího průměru řádově jednotek, desítek, výjimečně i stovek metrů, bez ohledu na jejich mechanismus vzniku, zda se dotýkají zemského povrchu či nikoliv (eMS ČMeS). Ke zviditelnění tromby může dojít materiálem unášeným ze zemského povrchu nebo kondenzací vodní páry. Mezi tromby se řadí různé víry, od prашných či písečných vírů, nebo-li tzv. rarášků, kondenzačních chobotů nedotýkajících se zemského povrchu, vodní smršť až po tornáda. Tromby můžeme pozorovat jak nad pevninou, tak i nad mořem (eMS ČMeS).

Schematické zobrazení struktury tornáda je na obr. 1. Součástí je kondenzační chobot, který se spouští od spodní základny oblaku směrem k zemi. Od zemského povrchu se pak zvedá zvířený prach a části trosek (obr. 1, označení 5), které dělají tornádo lépe viditelným. Kondenzační chobot, který je spojený s tornádem a nedosahuje k zemskému povrchu je nazýván také jako nálevkovitý oblak. Na obr. 1 jej představuje číslice 4. V důsledku silné rotace vzduchu v tornádu dochází k poklesu atmosférického tlaku a vlivem kondenzace vodní páry pak dochází ke zviditelnění tornáda. Jestliže vír nedosahuje povrchu země, a to bez ohledu na délku kondenzačního chobotu, je označován jako tromba (Řezáčová et al., 2007).

Wall cloud, které je na obr. 1 značen číslicí 2, je lokální, ale dlouhotrvající snížení části základny bouřkového oblaku (viz např. také obr. 2). Bývá eliptického tvaru. Šířka útvaru dosahuje velikosti od jednoho do několika kilometrů. Vyskytuje se na jižní nebo jihozápadní straně bouřkového oblaku. V překladu by wall cloud znamenal stěnový oblak. Za příznivých podmínek lze pouhým okem pozorovat rotaci kolem vertikální osy či pozorovat výstupné silné proudění. Silně rotující wall cloud často předchází tornádům a to v rozmezí od několika minut po hodinu. Vzniká vztahováním vlhkého a chladného vzduchu ze srážkových oblastí do výstupného proudu. Takto vtahovaný vzduch pak kondenzuje v nižší výšce než okolní vzduch a vytváří tak viditelnou strukturu pod původní základnu oblaku (eMS ČMeS).



Obr. 1: Schematické zobrazení základní struktury tornáda: 1) spodní základna oblačnosti, 2) pomalu rotující oblačnost pod základnou bouře (wall cloud), 3) tornádo jako rychle rotující sloupec vzduchu, 4) kondenzační chobot (nebo nálevka), 5) vířící prach a trosky. Upraveno podle (www.tornado-cz.cz).



Obr. 2: Ukázka wall cloud. Upraveno podle (www.vermilionweather.com).

3.3. Historie výzkumu a dokumentace

Dříve byl výskyt tornád na našem území zcela zpochybňován. Došlo-li k popisu, používalo se obecnější označení tromba. Přitom již první zmínka o tornádu v Českých zemích byla popsána

v Kosmově kronice. Kosmas zde líčí zničení knížecího paláce na Vyšehradě v Praze dne 30. července 1119. Podle popisu je zřejmé, že se jedná o tornádo, které je popisováno jako „Satan v podobě víru“ (Munzar, 1993).

Ukázka z Kosmovy kroniky dostupné na (www.mlp.cz):

*„Léta od narození páně 1119 dne 30 Čerwence we středu, kdyť
se jįt den schylowal, prudký witr ano sám Satanáš we wíru od
strany polední najednau wraziw na palác knítecí na hradě
Wyšehradě, zed' starau a tudy welmi pewnau, ze základů wywrátil.
A bylo se proto wíce diwiti, že kdeť obojí strana, přední i zadní,
zůstala celá a neotřesená, prostředek paláce ať k zemi jest
wywrácen, a rychleji neť by klas přelomil, trámy dolejší i hořejší s
domem samým síla wětru zlámala na kusy a rozházela. Bylo pak
toto powětrí tak silné, že kdekoli wrazilo, w této zemi lesy i stromy 155
sázené a ostatní wše, coť bylo w cestě, úprkem swým porazilo“.*

První rozsáhlá odborná publikace o tornádech v Evropě byla publikována v roce 1917 Alfredem Wegenerem pod názvem Wind- und Wassehosen in Europa (Wegener, 1917 in Lacinová a Munzar, 2007). Významným rokem, kdy došlo ke změně přístupu českých meteorologů k postoji tornád na našem území, se pokládá rok 1994 (Šálek, 1994). V této práci autor podrobně popisuje výskyt tromby u obce Lanžhot. Podle výpovědí svědků je ale jasné, že se jednalo o tornádo. Ještě v devadesátých letech u nás bylo průměrně zaznamenáváno jedno tornádo ročně (Obrusník et al., 2002).

Od roku 2000 dochází k prudkému nárůstu doložených případů. Podle meteorologů ovšem není způsoben vlivem klimatických změn, ale svědčí o větším zájmu, jak vzájemnému předávání informací mezi meteorology, tak i široké veřejnosti, která začíná hojně využívat informační systémy (Obrusník et al., 2002). Od roku 2002 se pravidelně pořádají konference, které se zaměřují na problematiku tornád a silných konvektivních bouří v Evropě. První setkání se konala ve Francii ve městě Toulouse. Tato konference nyní vystupuje pod názvem European Conference on Severe Storms (Řezáčová et al., 2007).

Ke studiu problematiky silných konvektivních bouří a tornád přispěly dva výzkumné projekty podporované Grantovou agenturou ČR v roce 2000-2002 (grant č. 2005/00/1451) a 2004-2006 (grant č. 205/04/0114) (Řezáčová et al., 2007). Díky rozšíření a využívání internetových zdrojů přispěly také z velké části informace o výskytu tornád a jiných nebezpečných jevů spojených se silnou konvekcí od amatérských zájemců o meteorologii.

4. Fyzika vzniku

Obecně tornáda jsou spojena se silnými bouřemi. V současné době jsou konvektivní bouře studovány na základě široké škály meteorologických dat. Jsou extrémními a nebezpečnými jevy na našem území. Pro vývoj silných konvektivních bouří je významný výrazný stříh větru ve spodních hladinách troposféry a mnoho dalších aspektů.

4.1. Konvekce a konvektivní oblaka

Atmosférická konvekce je v meteorologii proces, kdy dochází k vývoji horizontálně omezených výstupných i kompenzačních sestupných pohybů vzduchu v atmosféře (eMS ČMeS). Tyto výstupné pohyby mají vliv na vertikální rozložení hustoty vzduchu, dopravují vlhký a teplý vzduch směrem vzhůru, zato sestupné pohyby jsou kompenzací pro výstup vzduchu, a mohou se tak projevit ve spodních hladinách jako nárazovitý vítr. Dalšími nebezpečnými jevy, které doprovází konvektivní bouře jsou např. nárazovitý vítr, stříh větru, tornáda apod.

Vztlková síla má za následek pohyb výstupných proudů směrem vzhůru za předpokladu, že hustota daného objemu vzduchu je menší než hustota vzduchu v jeho okolí. Příčinou poklesu hustoty je nejčastěji ohřátí vzduchu a horizontálně nerovnoměrné rozložení hustoty vzduchu je poté vyvoláno rozdíly v horizontálním rozložení teploty (Řezáčová et al., 2007). Vzduchové částice, které se vyskytují nad prohřátým povrchem, jsou lehčí, a dochází tak k vývoji konvektivních proudů. Rychlost těchto konvektivních proudů se pohybuje řádově od jednotek po desítky m.s^{-1} (Řezáčová et al., 2007). Vzduchové částice, které stoupají, se s poklesem tlaku a rostoucí výškou rozpínají a ochlazují.

Pro vznik konvektivní oblačnosti jsou nutné vhodné podmínky:

1. Impuls, který dá podnět ke vzniku výstupných pohybů.
2. Instabilní zvrstvení vzduchu v troposféře, které podporuje zrychlení vzniklého výstupného pohybu.
3. Stoupající vzduch má dostatečnou vlhkost pro kondenzaci a vznik oblačnosti.

4.2. Stříh větru

Silné bouře, především supercely, vznikají v prostředí se silným vertikálním stříhem větru. Stříhem větru rozumíme změnu vektoru rychlosti proudění připadající na jednotkovou vzdálenost. Nejčastěji se uvažuje o vertikálním stříhu větru. Pod tímto pojmem rozumíme změnu

vektoru rychlosti proudění v určitém směru horizontální roviny připadající na jednotku vzdálenosti. Stříh větru nejčastěji vyjadřuje změnu rychlosti ve vertikálním směru. Stříh větru se vyjadřuje v m/s na 100 m (eMS ČMeS).

4.3. Vorticita

Podle Řezáčové et al. (2007) můžeme pro popis proudění v oblaku a jeho okolí využít koncept vorticity. V řadě případů je koncept názornější a umožňuje snáze pochopit dynamiku mohutných konvektivních oblaků s organizovaným polem proudění. Jak uvádí práce Valachové (2009), vorticita, neboli též vírnatost, je vektorová veličina, která vyjadřuje vířivou strukturu proudění dané tekutiny. V dynamické meteorologii se většinou uvažují víry synoptického měřítka s přibližně vertikální osou. Pro dynamiku mohutných konvektivních oblaků je zapotřebí brát v úvahu třírozměrného pole proudění a tedy i všechny tři složky vektoru relativní vorticity ω (Řezáčová et al., 2007).

$$\omega = \nabla \times \mathbf{v} = i\eta + j\zeta + k\xi, \quad (1)$$

která je daná rotací vektoru rychlosti proudění $\mathbf{v}(u, v, w)$, jednotkové vektory ve směru os kartézského systému souřadnic x, y, z jsou označeny i, j, k a η, ξ, ζ jsou příslušné složky vektoru relativní vorticity, vyjádřené jako:

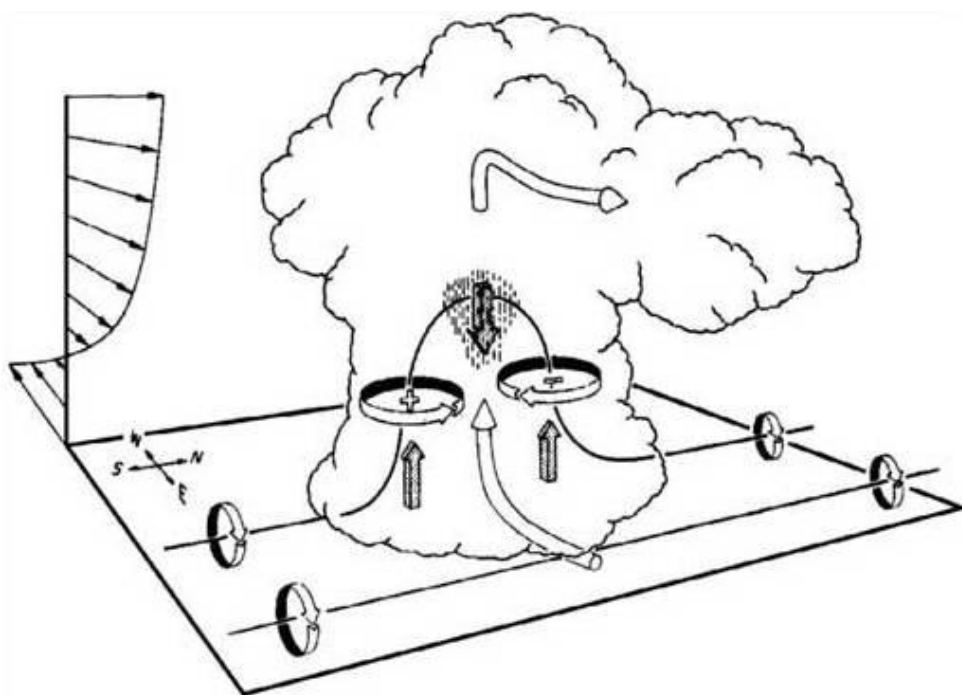
$$\eta = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}; \quad \xi = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}; \quad \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (2)$$

Na rozdíl od synoptického měřítka hraje v měřítku konvektivní bouře významný vliv vertikální složka vorticity (ζ). Je tedy zapotřebí brát v úvahu trojrozměrné pole proudění a všechny tři složky vektoru vorticity proudění.

Podle Houze (1993) formulujeme-li pohybové rovnice bez uvažování síly tření, rovnici vorticity můžeme zapsat jako rovnici kontinuity v Bousinesqově aproximaci ve složkovém tvaru

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial B}{\partial y} + S\eta + T\eta, \quad \frac{d\xi}{dt} = -\frac{\partial B}{\partial x} + S\xi + T\xi, \quad \frac{d\zeta}{dt} = S\zeta + T\zeta. \quad (3)$$

kde B je vertikální vztlaková síla. Její horizontální změna vyjadřuje vliv baroklinity na změnu horizontálních složek vorticity. Člen S (z angl. stretching) označuje změnu dané složky vorticity při změně rychlosti proudění ve stejném směru, tj. protažení vírové trubice. Člen T (z angl. tilting) vyjadřuje transformaci složek vorticity při změně směru proudění, změně sklonu vírové trubice. Tento člen hraje významnou roli při vzniku rotace výstupného proudu v konvektivní bouři a potažmo i ke vzniku supercely. Transformace horizontální vorticity na vertikální a příspěvek členu S hrají významnou roli i ve vzniku tornáda.



Obr. 3: Schematické znázornění transformace horizontální vorticity prostředím na vertikální vorticitu v oblaku (Houze, 1993). Šipky v levém horním rohu znázorňují vítr relativně ke směru pohybu oblaku.

Na základě různých měření a modelování bylo zjištěno, že vertikální vorticity v konvektivních bouřích vzniká převážně na základě sklápění horizontální vorticity. Tato transformace je zobrazena na obr. 3. Na tomto obrázku je zachycen případ, kdy rychlost větru se mění pouze s výškou a nemění směr. Vertikální profil rychlosti, který je znázorněn na obrázku odpovídá relativnímu proudění vzhledem k pohybujícímu se oblaku. Černé šipky znázorňují vynucený směr sestupu a výstupu. Bílé šipky znázorňují proudění vzduchu relativně k oblaku. V severojižním směru je znázorněna linie horizontální vorticity okolního vzduchu (vírová trubice) a směr rotace ukazují kruhové šipky. Výstupný proud deformuje vírovou trubici směrem vzhůru. Vlivem vzájemného působení horizontální vorticity a výstupného proudu dochází k naklonění linie s horizontální vorticitou (viz člen T v rovnici vorticity) a vznik

vertikální vorticity s opačně rotujícími víry po obou stranách výstupného proudu.

Sklápění vorticity je charakteristické pro vznik organizované konvekce, která vyvíjí ze silného stříhu.

4.4. Druhy tornád

Tornáda rozdělujeme podle vývoje na supercelární a nesupercelární. K vzniku tornáda je zapotřebí dostatečné množství vertikální vorticity, která může vzniknout ve spojení s mezocyklonou v supercele anebo i kombinací několika faktorů mimo mezocyklonu.

4.4.1. Supercelární tornáda a jejich vývoj

Nejsilnější tornáda jsou vázána na supercelární bouře, supercely.

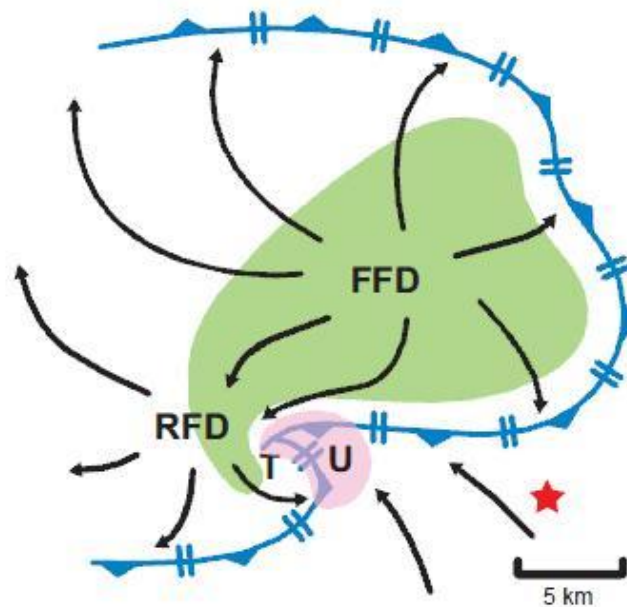
Supercela je konvektivní bouře významně silné intenzity tvořena jedinou mohutnou konvektivní buňkou a dlouhou dobou života (až několik hodin). Horizontální rozměr supercely může dosahovat při povrchu i přes 20 km (Markowski and Richardson, 2010). Tato konvektivní buňka je udržována v činnosti jediným silným rotujícím vzestupným proudem s vertikální osou rotace dosahující rychlosti až $50\text{--}60 \text{ m.s}^{-1}$ (eMS ČMeS). Definice supercely se neustále vyvíjí v souvislosti s poznáním a detekčními možnostmi. Nyní je supercela definována výskytem mezocyklony, která se vyskytuje ve středních hladinách oblaku.

Supercela se vyvíjí v prostředí se silným stříhem větru (více než 25 m.s^{-1} ve spodních 6 km) (www.bourky.cz). Horizontální vorticity, generována stříhem větru, se ve výstupném proudě přeměňuje (sklápí) na vorticitu vertikální. Supercely s výstupným proudem, který rotuje cyklonálně, se na severní polokouli stáčí vpravo, avšak supercely, které rotují anticyklonálně, se na severní polokouli stáčí opačně (směrem vlevo) od původního směru pohybu. Organizace bouře, spojená právě se silným stříhem větru, je spojena s výskytem nebezpečných jevů, především tornád.

Mezi supercelární tornáda spadají tornáda kategorie F5, F4 a část F3 (viz tab. 2). Tato tornáda se tak řadí k nejničivějším projevům silných konvektivních bouří. Avšak ne vždy, když vznikne supercelární bouře, se vytvoří tornádo. Procentuální výskyt tornád v supercelách je udáván okolo 15 až 20 procent (Řezáčová et al., 2007). Existence mezocyklony je předpokladem pro vznik supercelárního tornáda.

Mezocyklona je rotující vír konvektivního měřítka, spojený s výstupným proudem v supercele, který může mít jak cyklonální tak anticyklonální smysl rotace (eMS ČMeS).

Projevuje se jako vír s maximální hodnotou vertikální vorticity řádu 10^{-2}s^{-1} a typickým průměrem rotace 3 až 10 km (Řezáčová et al., 2007). Vyskytuje se po dobu maximálně několika hodin. Mezocyklony jsou detekovatelné meteorologickými dopplerovskými radary (eMS ČMeS).



Obr. 4: Schematické znázornění supercelární bouře přizpůsobené od koncepčního modelu podle Lemon and Doswell (1979). Zelené plocha znázorňuje hranici radarové odrazivosti ($>30\text{dBZ}$). Označení RFD (z ang. rear-flank downdraft) a FFD (z angl. forward-flank downdraft) odpovídají sestupným proudům v zadní a přední části bouře vzhledem k poloze hlavního výstupného proudu. Růžové stínování vyznačuje oblast hlavního výstupného proudu (U - updraft). T ukazuje pravděpodobnou polohu vzniku tornád. Frontální symboly ukazují polohu rozhraní mezi vtokem teplého vzduchu a chladným výtokem z bouře. Šípky znázorňují relativní proudění vzhledem k oblačnosti. Převzato z (Markowski and Richardson, 2010).

4.4.2. Nesupercelární tornáda a jejich vývoj

Mezi nesupercelární tornáda patří všechna tornáda, která nejsou spojena s vývojem mezocyklony. Bývají výrazně slabší. Mezi nesupercelární tornáda se řadí tornáda kategorií F0, F1, F2 a část tornád z kategorie F3 (viz část 6.2). I tato tornáda jsou vázána na vývoj oblaků druhu cumulonimbus (Cb), případně cumulus congestus (Cu con) (Wakimoto and Wilson, 1989).

Vývoj nesupercelárního tornáda je znázorněn na obr. 5. V případě, že kupovitý oblak výstupným proudem zasáhne oblast, ve které došlo k lokálnímu zesílení vertikální vorticity v mezní vrstvě, dojde k vývoji tornáda (Řezáčová et al., 2007). Tato lokální maxima se velmi často vyskytují v mezní vrstvě v blízkosti linií konvergence. Vývoj výstupného i konvektivního

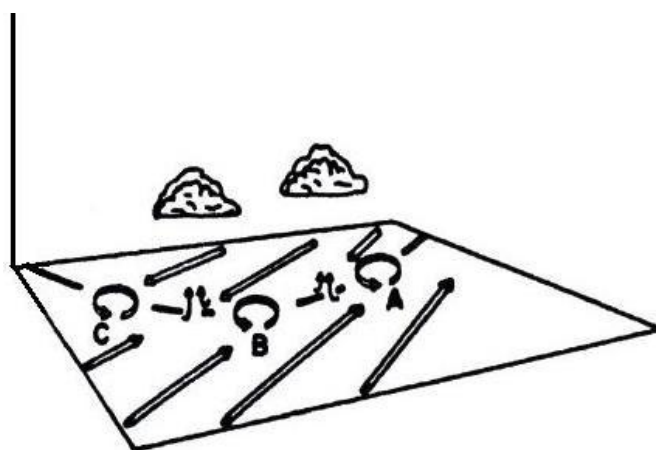
oblaku může vyvolat linie konvergence. Avšak vznik oblaku může být dán i jiným důvodem a při pohybu se přesunout do pozice čáry konvergence proudění. I vznik lokálního maxima vertikální vorticity může mít odlišné důvody. Jedním z příkladu mohou být orografické důvody. Důležitým cyklem je propojení jejich pozic a uplatnění mechanismu, který je vyjádřen v rovnici vorticity jako vliv protažení vírové trubice. Při konvergenci proudění dochází k propojení silného výstupného proudu u základny oblaku a cirkulace u povrchu (Řezáčová et al., 2007).

4.5. Sekundární savý vír

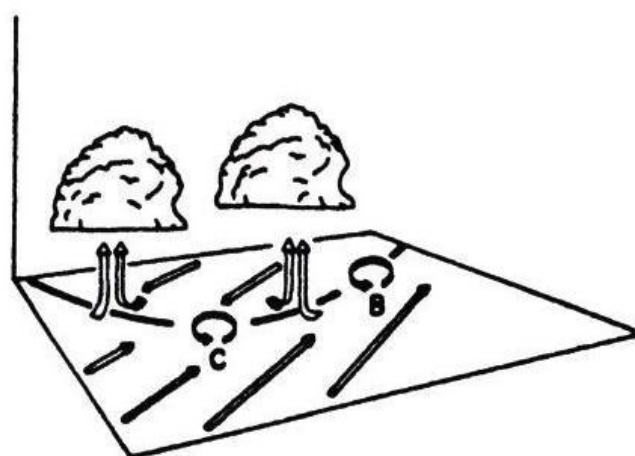
Na okrajích tornáda se občas vyskytují velmi ničivá malá tornáda označována jako sekundární savé víry. Začátkem 70. let dvacátého století na základě analýzy způsobených škod poukázal na možný výskyt sekundárních savých víru Theodore Fujita (Setvák et al., 2004). Tyto víry menších rozměrů vznikají uvnitř či na periferii hlavního „mateřského“ tornáda. Jsou velmi destruktivní, i když doba jejich života je velmi krátká. Životnost vírů se pohybuje řádově v sekundách až desítkách sekund (Setvák et al., 2004). „Savými“ byly pojmenovány pro svůj velmi silný savý účinek.

V mateřském tornádu se může pohybovat až několik sekundárních savých vírů najednou. Vznik sekundárních savých vírů není stále zcela rozluštěn. V dnešní době se na analýze vzniku podílí mnoho vědců z různých států.

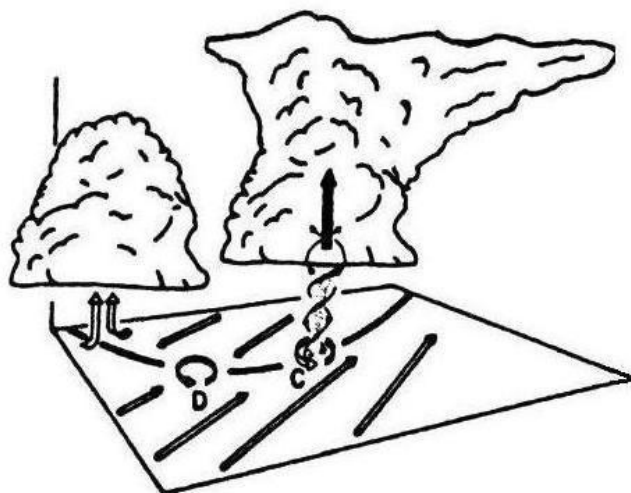
a)



b)



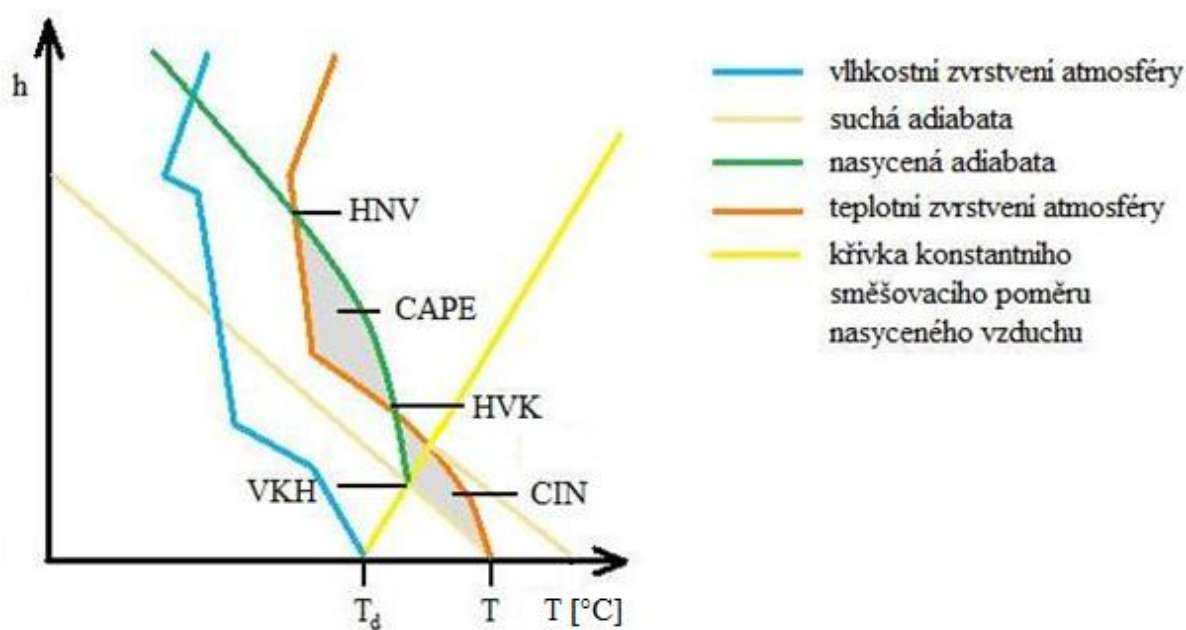
c)



Obr. 5: Schéma vývoje nesupercelárního tornáda nad pevninou. Silná černá čára v horizontální rovině označuje linii konvergence v mezní vrstvě. Původní víry ve spodních hladinách, které se vznikají v mezní vrstvě na linii konvergence, jsou označeny písmeny. Šipky určují proudění vzduchu. a) Oblaky se tvoří nad zónou konvergence proudění. b) Pod rostoucími oblaky Cu con se vyvíjejí silné výstupné proudy. c) Silný výstupný proud se překrývá s jedním z již existujících vírů a tvoří tornádo. Tornádo se rozpadá při vypadávání srážek z výstupného proudu a zhroucení cely. Upraveno podle (Řezáčová et al., 2007).

5. Prekurzory silné konvekce

Každý rok dochází vlivem silné konvekce ke značným škodám. I přes vývoj numerických modelů předpovědi počasí se pro odhad výskytu silné konvekce používají diagnostické prekursorů spočtené z aerologické sondáže (viz obr. 6). Bylo publikováno mnoho studií, které porovnávají různé prekursorů, případně vyvíjejí nové metody, např. (Huntrieser, 1997, Manzato, 2003).



Obr. 6: Schematické znázornění aerologického diagramu. Upraveno podle (Řezáčové et al., 2007).

5.1. HVK a HNV

Zmíněné prekursorů konvekce vychází z tzv. teorie částice (např. Řezáčová et al., 2007).

Na schematickém diagramu (obr. 6) je na ose y znázorněna teplota (T), na ose x je znázorněn tlak vzduchu. Na povrchu je teplota částice T totožná s teplotou okolí. Začne-li částice stoupat vzhůru, dojde většinou k poklesu její teploty. Pokud je v tomto momentě částice chladnější než okolí, působí na ní záporná vztlaková síla. Jak částice stoupá směrem vzhůru, klesá teplota částice a roste relativní vlhkost vzduchu. Dojde-li k nasycení částice, částice se dostává do výstupné kondenzační hladiny (VKH), poté její teplota klesá podle nasycené adiabatického gradientu. Hladina, ve které dojde k vyrovnání teploty vzduchové částice s teplotou okolí, se nazývá hladina volné konvekce (HVK). Při dalším výstupu je již částice

nadlehčována kladnou vztlakovou silou až do hladiny nulového vztlaku (HNV). Hladina nulového vztlaku je taková hladina, ve které dochází k opětovnému vyrovnání teploty vzduchové částice s okolní teplotou vzduchu. Jak dále uvádí Řezáčová (2007), bude-li vzduchová částice vlivem setrvačnosti postupovat dále směrem vzhůru, nabude záporného zrychlení a postupně se zcela zastaví. Tyto hladiny jsou důležitou veličinou pro výpočet hodnot CAPE a můžeme díky nim odhadnout vertikální rozměry oblačnosti. Dále viz kapitola 5.2.

5.2. CAPE

Dostupná konvektivní potenciální energie CAPE (z anglického Convective Available Potential Energy) je jednou z nejznámějších a nejpoužívanější veličin vhodných k posouzení konvektivního prostředí pomocí vertikálně integrovaných veličin (např. Zacharov a Řezáčová, 2005). Hodnota veličiny CAPE představuje práci vykonanou vztlakovou silou okolní atmosféry na adiabaticky izolovanou vzduchovou částici vystupující z hladiny volné konvekce (HVK) do hladiny nulového vztlaku (HNV) (Sulan et al., 2004). Index CAPE lze vyjádřit vztahem

$$CAPE = \int_{HVK}^{HNV} B dz = \int_{HVK}^{HNV} g \frac{T' - T}{T} dz, \quad (4)$$

kde B je vztlaková síla, g udává tíhové zrychlení, T' značí teplotu adiabaticky vystupující nasycené částice a T je teplota okolí, HVK označuje výšku hladiny volné konvekce a HNV výšku hladiny nulového vztlaku (např. podle Řezáčová et. al., 2007, Sulan et al., 2004). CAPE tedy udává integrální míru instability vrstvy mezi hladinami HVK a HNV. CAPE je na termodynamickém diagramu (obr. 6) reprezentována plochou mezi křivkou zvrstvení a nasycenou adiabatou mezi hladinami HVK a HNV. Hodnota CAPE je v uváděna v $J \cdot kg^{-1}$.

CAPE je důležitým ukazatelem instability atmosféry, protože bere v úvahu celý výškový rozsah, ve kterém nezáporná vztlaková síla působí. Je dobrým parametrem instability, ale jak ve své práci uvádí Doswell (2001), i při poměrně malých hodnotách CAPE může dojít ke vzniku silných konvektivních bouří, případně supercel. Existence CAPE je nicméně jednou z nepostradatelných předpokladů pro vývoj konvekce. Při mírné až silné konvekci má CAPE hodnoty v rozmezí $1000-3000 J \cdot kg^{-1}$, maximální hodnoty byly naměřeny v USA, které se pohybovaly mezi $5000-7000 J \cdot kg^{-1}$ (Bluestein, 1993 in Sulan et al., 2004). V Evropě při dnech s kroupami je udávána průměrná hodnota $660 J \cdot kg^{-1}$ (Huntrieser et al., 1997). Jelikož pro noční

aerologické výstupy neudává CAPE dostačující výsledky, byly uvedeny nové způsoby modifikace CAPE pro noční měření, které měly za úkol vylepšit výsledky pro noční aerologické výstupy. Původní hodnoty z důvodu výskytu radiačních inverzí v nočních hodinách jsou nulové nebo velmi nízké, a tak neodpovídají reálnému energetickému potenciálu atmosféry (Sulan et al., 2004). Podle práce Huntrieser et al. (1997) jsou navrženy tři modifikace, které překonávají přízemní inverzi započtením očekávaného promíchání vzduchu v mezní vrstvě atmosféry nebo počítají CAPE až nad mezní vrstvou.

V práci použitá veličina MUCAPE (z angl. Most Unstable Parcel – Most Unstable CAPE) vychází z použití nejstabilnější částice ve spodních vrstvách. Výpočet vychází z teploty a vlhkosti takové částice ve spodních 300 hPa troposféry, jejíž výstup odpovídá maximální hodnotě CAPE (eMS ČMeS).

5.3. CIN

Podle Williams and Renno (1993) vysoké hodnoty CAPE nemusí naléhavě znamenat vývoj silné konvekce v případech, kdy existuje dostatečně stabilní vrstva vzduchu mezi povrchem země a HVK. Pro předpověď silné konvekce je nezbytná i diskuze veličiny CIN (z angl. Convective INhibition), která doplňuje vztah (4). CIN znázorňuje práci, kterou je potřeba uskutečnit k vyzvednutí adiabaticky izolované vzduchové částice s nulovou počáteční rychlostí od zemského povrchu do hladiny volné konvekce (Bluestein, 1993). Tuto práci definujeme vztahem

$$CIN = - \int_{z_0}^{HVK} B dz = - \int_{z_0}^{HVK} g \frac{T' - T}{T} dz, \quad (5)$$

kde z_0 je přízemní hladina, B je vztlak, g je tíhové zrychlení, T' je vyjadřující teplota částice, která stoupá od zemského povrchu do kondenzační hladiny, T je teplota okolí (Řezáčová et al., 2007). Na termodynamickém diagramu CIN znázorňuje plochu mezi křivkou zvrstvení a suchou, resp. nasycenou adiabatou spojující zemský povrch s HVK (obr. 6). CIN je energie, která musí být překonána (dodána částici), aby se dostala do HVK a dále stoupala sama. Tato energie je překonávána pomocí různých počátečních impulsů konvekce, jako např. ohřev zemského povrchu, orografické či frontální výstupy.

5.4. BRN

Vertikální střih větru má významný vliv na uspořádání konvektivní bouře. Bulk Richardsonovo číslo (z angl. Bulk Richardson number, BRN) srovnává vertikální střih větru a vertikální stabilitu. Tento index lze vypočítat pomocí vzorce

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5(u^{-2} + v^{-2})}, \quad (6)$$

kde CAPE je dostupná konvektivní potenciální energie (viz kapitola 5.2) a jmenovatel je kinetická energie střihu větru mezi spodní a horní hladinou troposféry. (Markowski and Richardson, 2010). \bar{U} , \bar{v} jsou rozdílem středních hodnot rychlostí větru ve spodních 6 km a ve spodních 500 m. Obě hodnoty jsou váženy hustotou vzduchu (Weisman and Klemp, 1982). Hlavním úkolem jmenovatele je vyhodnocování střihu větru v hladinách troposféry. Jak uvádí studie Weisman and Klempa (1982), k nejsilnějším bouřím dochází při hodnotách kolem 18 BRN a k vytváření supercel se hodnoty pohybují mezi 20 a 40 BRN. Jak tvrdí Řezáčová et al. (2007), tyto hodnoty byly stanoveny pro území USA. Dosud není známa studie, která by se věnovala výpočtu těchto hodnot pro území Evropy.

5.5. SREH

Dalším indexem je tzv. helicity (z angl. Storm relative environmental helicity, SREH). Tato veličina hodnotí střih větru a vorticitu (vířnatost), které mohou mít vliv na rotaci konvektivních bouří a vytvářet supercelární bouře (Doswel, 2001). SREH je definována vztahem

$$SREH = \int_0^h \mathbf{k} \cdot (\mathbf{v} - \mathbf{c}) \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} dz, \quad (7)$$

kde h je předpokládaný vertikální rozsah vtoku do bouře (často počítáno s hodnotou 3000 m), \mathbf{c} je vektor rychlosti postupu bouře, $\mathbf{v}(z)$ je vertikální profil vektoru okolního větru, \mathbf{k} je vertikální jednotkový vektor (Řezáčová et al., 2007). Při předpovědi rotace výstupného proudu by měla být hodnota SREH účinnější než BRN (Řezáčová et al., 2007). Jak uvádí Markowski and Richardson

(2010), hodnoty SREH v hladině 0-3 km, které mají hodnoty nad $150 \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$, mají zvýšenou pravděpodobnost tvorby mezocyklón. Hodnoty, které jsou nad $300 \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$, jsou považované za výrazné.

5.6. EHI

Index EHI (z angl. Energy helicity index) byl vytvořen na základě nedostatků spojených s indexy SREH a CAPE. V případě, že je hodnota CAPE nízká, veličina SREH se jeví velmi nespolehlivá. Právě tyto nedostatky nahrazuje index EHI. Je velice nápomocný k předpovídání tornád. Podle Rasmussen and Blanchard (1998) lze vypočítat vztahem

$$EHI = \frac{(SREH \times CAPE)}{1,6 \times 10^5}. \quad (8)$$

Hodnoty indexu $EHI > 1$ mají potenciál k vytvoření supercel. Při hodnotách mezi 1 až 5 je možné výskyt tornád kategorie F2 a F3 a při hodnotách větších jak 5 je možné vytvoření tornád stupně F4 a F5 (www.theweatherprediction.com).

6. Způsoby hodnocení větrů a způsobených škod

Rychlost větru se udává nejčastěji v m.s^{-1} nebo km.h^{-1} (www.chmi.cz). Rychlost větru je měřena anemometry. Sílu, kterou vítr dosáhne, můžeme odhadnout podle působení na objekty v přírodě a můžeme i odhadnout průměrnou rychlost větru.

6.1. Beaufortova stupnice

Beaufortova stupnice rychlosti větru známá jako stupnice intenzity větru byla vytvořena anglickým admirálem Francisem Beaufortem mezi lety 1805 až 1808 a v roce 1923 byla standardizována (eMS ČMeS). Původně byla tato stupnice sestavena na základě účinku různé síly větru na počet plachet k vhodnosti plavby. Nyní se tato stupnice využívá k určení rychlosti větru na základě působení účinků větru na různých objektech. Tato stupnice je udávána ve dvanácti, resp. třinácti stupních, přičemž každému stupni je přiřazen určitý název podle síly projevu větru. Od stupně 0 dochází ke zvyšování intenzity působení větru. Tyto stupně jsou popsány v tab. 1.

Občas bývá Beaufortova stupnice uváděna s šestnácti stupni. Pak je tato stupnice spojena se stupnicí Saffir-Simpsonovou (SSSH). Tato stupnice má pět stupňů, kde první stupeň je roven dvanáctému stupni Beaufortovi stupnici. Saffir-Simpsonova stupnice je stupnicí pro klasifikaci tropických cyklón západní části Tichomoří (www.nhc.noaa.gov).

Tab. 1: Beaufortova stupnice síly větru upraveno podle Storm Prediction Center (www.spc.noaa.gov).

Stupeň Beauforta [°B]	Klasifikace	Účinek	Rychlost větru [m.s ⁻¹]	
			rozpětí	průměr
0	bezvětrí	kouř stoupá kolmo vzhůru	0,0-0,2	0,1
1	vánek	kouř se ohýbá ve směru větru	0,3-1,5	1
2	slabý vítr	listí šelestí ve větru	1,6-3,3	2
3	mírný vítr	listí i větvičky se konstantně pohybují	3,4-5,4	4
4	dosti čerstvý vítr	vítr zvedá prach a pohybuje větvemi	5,5-7,9	7
5	čerstvý vítr	pohybují se listnaté keře, tvoří se menší vlny	8,0-10,7	9
6	silný vítr	vítr pohybuje silnějšími větvemi	10,8-13,8	12
7	prudký vítr	vítr pohybuje celými stromy, znesnadňuje chůzi	13,9-17,1	16
8	bouřlivý vítr	vítr ulamuje větve, znemožňuje chůzi	17,2-20,7	19
9	vichřice	vítr strhává tašky ze střech a bourá komíny	20,8-24,4	23
10	silná vichřice	vítr vyvrací stromy	24,5-28,4	27
11	mohutná vichřice	velké škody na domech a lesích	28,5-32,6	31
12	orkán	ničivé účinky	32,7 a více	33

6.2. Fujitova stupnice

Fujitova stupnice, nebo-li F-stupnice či F Scale, slouží k hodnocení intenzity tornád. Rychlosti, které se vyskytují v tornádech, jsou většinou určeny na základě způsobených škod. Tato stupnice byla publikována Theodorem Fujitou v roce 1971 (McDonald, 2001). Stupnice se skládá z šesti stupňů v závislosti na intenzitě tornád (viz tab. 2). Rychlosti tornád jsou pouze orientačními a jsou odvozeny na základě působení na konstrukce, stavby a různé materiály. Fujitova stupnice je odvozena podle působení tlaku větru v oblastech USA. Pro tyto oblasti jsou typické i odlišné stavby od staveb typických pro Evropu. Proto škody způsobené tornády v USA

nemůžeme srovnávat se škody způsobenými na našem území a v celé střední Evropě. Pro zařazení tornád v Evropě byla sestavena stupnice TORRO (viz část 6.3).

Od roku 2007 se v USA používá rozšířená Fujitova stupnice, která je založena na 28 identifikátorech, např. různých druzích vegetace a budov. Každý z těchto identifikátorů je doplněn popisem typické konstrukce a zároveň i popisem různého stupně poškození. Stupně poškození jsou svázány s odhadnutou rychlostí větru a spodní a horní hranicí rychlosti větru, která mohla způsobit danou škodu. Zároveň byly opraveny rychlosti větru, u silných tornád byly rychlosti sníženy (např. eMS ČMeS).

Tab. 2: Fujitova stupnice intenzity tornád (Řezáčová et al., 2007)

Stupeň	Rychlost		Potencionální škody
	Fujitova stupnice	rozšířená Fujitova stupnice	
0 (T0, T1)	17-32 m/s	29-37 m/s	lehké škody – nahodile zbořené komíny a dřevěné ploty; drobné škody na střešní krytině; poškozené reklamy a dopravní značky vedle silnic; ulámané větve stromů, sporadicky vyvrácené stromy s mělkými kořeny; na polích již patrná stopa tornáda.
1 (T2, T3)	33-51 m/s	38-49 m/s	mírné škody – částečně poničená krytina střech; jedoucí automobily vytlačeny ze silnice, různé stavbařské buňky posunuty ze základů, převráceny či silně poškozeny, chatrnější stavby (kůlny, plechové garáže, plechové haly) těžce poničeny až zcela zničeny; sporadicky vyvráceny či přelomeny větší stromy s pevnějšími kořeny
2 (T4, T5)	52-72 m/s	50-60 m/s	středně těžké škody – zcela utrhány střechy z hůře postavených budov; mobilní buňky a chatrnější stavení zcela zničena; u bytelnějších staveb boční a čelní stěny ještě vážněji nepoškozeny; lehčí auto nadnášena; vznik „projektilů“ z lehčích, malých trosek; většina izolovaně rostoucích velkých stromů vyvrácena nebo přelámána
3 (T6, T7)	73-95 m/s	61-73 m/s	značné škody – střechy a některé stěny zcela utrženy od konstrukce dobře postavených budov; těžší auta nadnášena; převrácené vlaky či lokomotivy; většina stromů v souvislém lese vyvrácena nebo ulámána, stojící stromy či pahýly stromů částečně zbaveny kůry létajícími troskami
4 (T8, T9)	96-120 m/s	74-90 m/s	těžké škody – železobetonové budovy významně poškozeny, zděné (cihlové) a kamenné budovy těžce (většinou neopravitelně poškozeny, méně pevné budovy zcela srovnány se zemí, trosky nejchatrnějších budov rozptýleny do značné vzdálenosti od svých základů; auta unášena vzduchem (těsně nad zemí) nebo rolována na velké vzdálenosti; vznik velkých a těžkých „projektilů“ z létajících trosek; pahýly stromů zcela zbaveny kůry
5 (T10)	nad 120 m/s	> 91 m/s	totální zkáza – železobetonové budovy těžce poškozeny, ostatní budovy zcela zničeny; zpevněné nezděné budovy přeneseny před totálním zničením do značné vzdálenosti; pole zcela zbavena vegetace (úrody) – ta převážně vytrhána s kořeny

6.3. Mezinárodní stupnice intenzity tornád

Mezinárodní stupnice intenzity tornád (z anglického International Tornado Intensity Scale), která je občas nazývána jako TORRO nebo T-Scale navrhl v roce 1972 Dr. G. Terence Meaden (www.torro.org.uk), viz tab. 3. Tato stupnice se používá pro kategorizaci tornád ve střední Evropě společně spolu s Fujitovou stupnicí (viz tab. 2). TORRO nevychází ze způsobených škod, ale z rychlosti proudění. Jelikož rychlost proudění v tornádu nelze jednoznačně určit (s výjimkou nepřímého měření dopplerovských radarů), odvolává se tato stupnice na způsobené škody (viz tab. 2).

Tab. 3: Stupnice TORRO pro určení intenzity tornád podle síly větru (podle www.torro.org.uk/site/tscale.php).

Intenzita tornáda	Rychlosti větru [m/s]	Popis tornáda
T0	17-24	Slabé tornádo
T1	25-32	Mírné tornádo
T2	33-41	Středně silné tornádo
T3	42-51	Silné tornádo
T4	52-61	Prudké tornádo
T5	62-72	Intenzivní tornádo
T6	73-83	Mírně devastující tornádo
T7	84-95	Silně devastující tornádo
T8	96-107	Prudce devastující tornádo
T9	108-120	Intenzivně devastující tornádo
T10	121-134	Supertornádo

6.4. Meteorologické dopplerovské radary

Jedním z mnoha technických přístrojů využívaných ke studiu tornád je meteorologický dopplerovský radar. Radar funguje podobně jako policejní radar. Dopplerovské radarové systémy vyhodnocují Dopplerův posuv frekvence přijímaného signálu od sledovaného objektu v pohybu.

Dopplerovský radar je schopen měřit rychlost, jakou se déšť pohybuje ve směru k detektoru,

nebo od něj, tzv. radiální rychlost. Jelikož oblačné kapky v mezocyklóně a případně ve vznikajícím tornádu rotují společně s větrem, není radar schopný zaznamenat přesnou rychlost pohybujícího se víru. Ke vzniku úplného obrazu je tedy zapotřebí pozorovat bouři pomocí minimálně dvou radarů snímajících bouři z různých úhlů.

7. Výskyt tornád

Jak už bylo řečeno, nejsou tornáda jevem, který by se na našem území nevyskytoval. Dokonce je pravděpodobné, že se jich zde vyskytuje mnohem víc, než je předpokládáno. Některé uniknou pozornosti meteorologů z důvodu nedostatku hustoty staničních sítí, některá slabá tornáda uniknou pozornosti širší veřejnosti nebo jsou lidmi špatně interpretována a neupozorní na ně odbornou veřejnost.

Seznam zdokumentovaných výskytů tornád od roku 2000 je uveden v příloze 1. Přesné počty tornád jsou ovlivněny faktem, že není vždy jasné, jestli se jedná o škody způsobené tornádem. Pokud nejsou k dispozici jednoznačné škody způsobené tornádem nebo kvalitní fotodokumentace, je obtížné rozlišit škody způsobené tornádem a např. downburstem. Z přílohy 1 je patrné, že od roku 2000 až do roku 2007 bylo v ČR zdokumentováno 5-11 případů výskytu tornáda ročně a mezi roky 2008-2013 pouze 1-3 tornáda ročně. Tento pokles je pravděpodobně spojen s ukončením výzkumných grantů na studium konvektivních bouří a následnému poklesu zájmu o sbírání informací o výskytu tornád v ČR.

Podle obr. 7 je patrné, že nejvíce tornád ve světě se vyskytuje v oblastech střední a východní části USA. Dochází zde ke střetům vlhkého vzduchu z Mexického zálivu s chladnějším suchým vzduchem z Kanady a ze Skalistých hor. Tento jev pak vede ke vzniku silných konvektivních bouří a následně i tornád. Největší výskyt tornád v USA je v pásu táhnoucí se od Texasu, Oklahomy, Kansasu až po Nebrasku. Tato oblast je pojmenována tornádová alej. Tornáda se zde vyskytují nejhojněji od dubna do června.



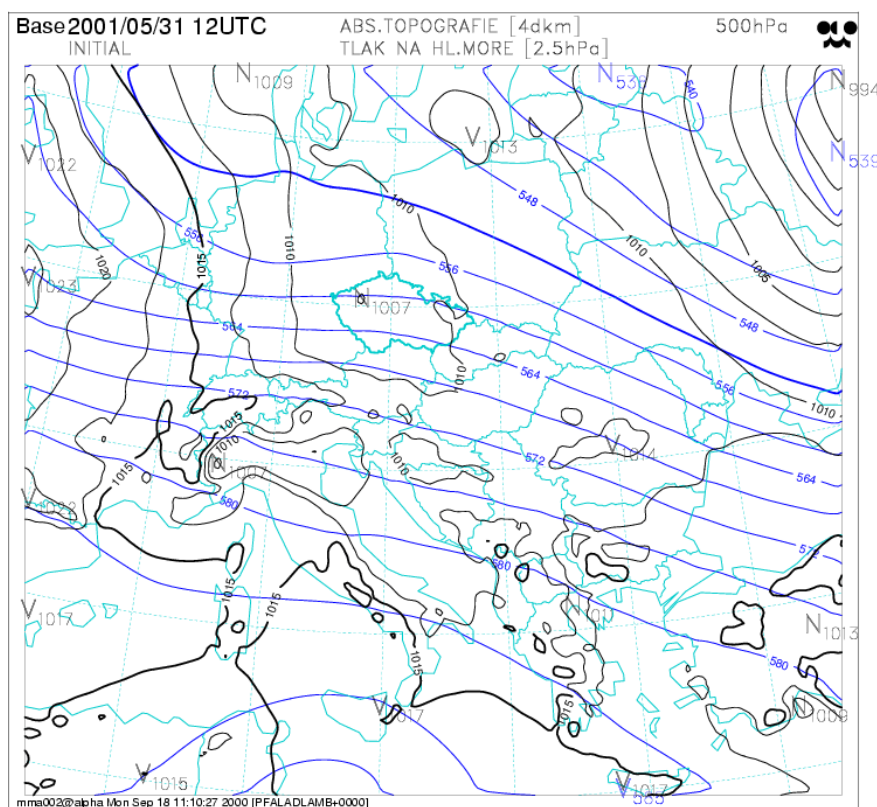
Obr. 7: Mapa světového výskytu tornád (www.tornada.cz).

V dalších kapitolách jsou vybrané dva příklady výskytu tornád a popsání jejich působení a způsobených škod. Tornáda byla vybrána z různých důvodů. První tornádo bylo vybráno na základě prvního zdokumentování savých vírů na našem území a druhý případ byl vybrán z hlediska zájmového území a dobré dokumentace od obyvatel žijících v okolí.

7.1. Tornáda 31. května 2001

Den 31. května 2001 byl významným z hlediska několika prvenství. Poprvé byla zdokumentována přítomnost výskytu sekundárních savých vírů v mateřském tornádu na našem území a také byla jednoznačně radarově doložena supercelární struktura bouře, na které se tornádo vyskytlo (Setvák et al., 2004). V odpoledních hodinách přešly přes území České republiky dvě konvektivní bouře. Tyto konvektivní bouře byly doprovázeny tornády.

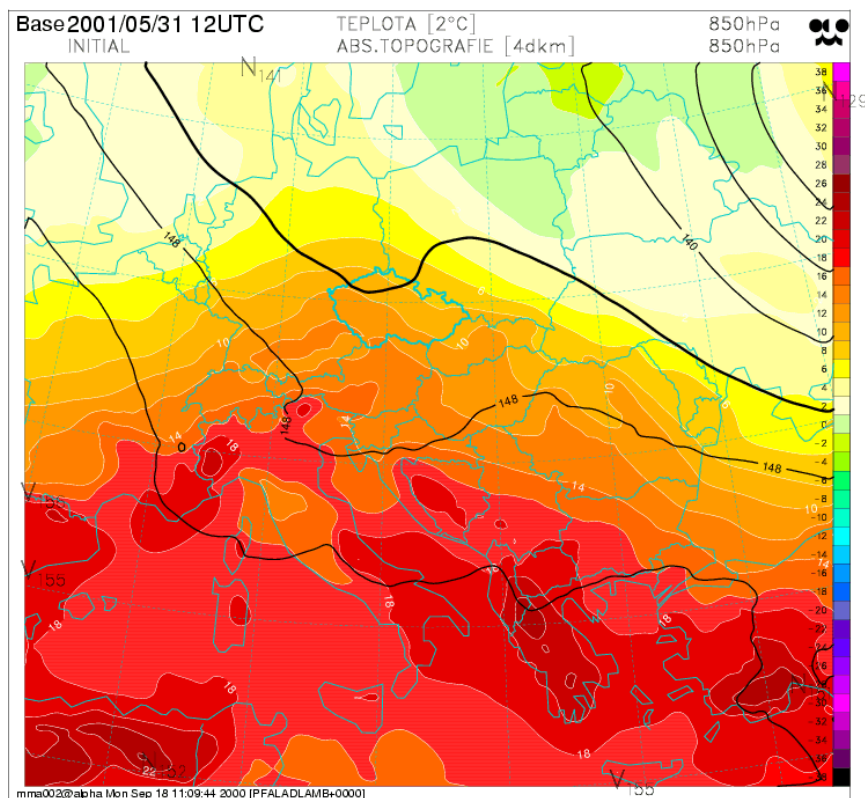
Povětrnostní situace 31. května 2001 ve 14 SELČ (1200 UTC) je znázorněna na obrázku 8.



Obr. 8: Analýza přízemního tlakového pole v hladině 500 hPa 31. května 2001. Černé čáry značí přízemní tlakové pole a modré čáry značí průměrnou absolutní topografii hladiny (www.tornada-cz.).

Z obrázku 8 můžeme vyčíst přízemní tlakovou níž na našem území, která se prohlubovala dále ve směru na východ. S tlakovou níží byla spojena frontální vlna, kterou můžeme vidět na

obrázku 9. V hladině 500 hPa se nad střední Evropou prohlubovala brázda nízkého tlaku vzduchu.



Obr. 9: Analýza hladiny v hladině 850 hPa 31. května 2001. Černé izolinie značí průměrnou geopotenciální výšku a barevné pole vyjadřuje teplotu hladiny (www.tornado-cz).

Za základě provedených výpočtů z aerologické sondáže stanic Praha-Libuš, Kuemmersbruck a Brno – Sokolnice jsme dostali hodnoty (viz tab. č. 4). Aerologické sondáže z těchto dní vykazují příznivé podmínky pro vznik konvektivních bouří.

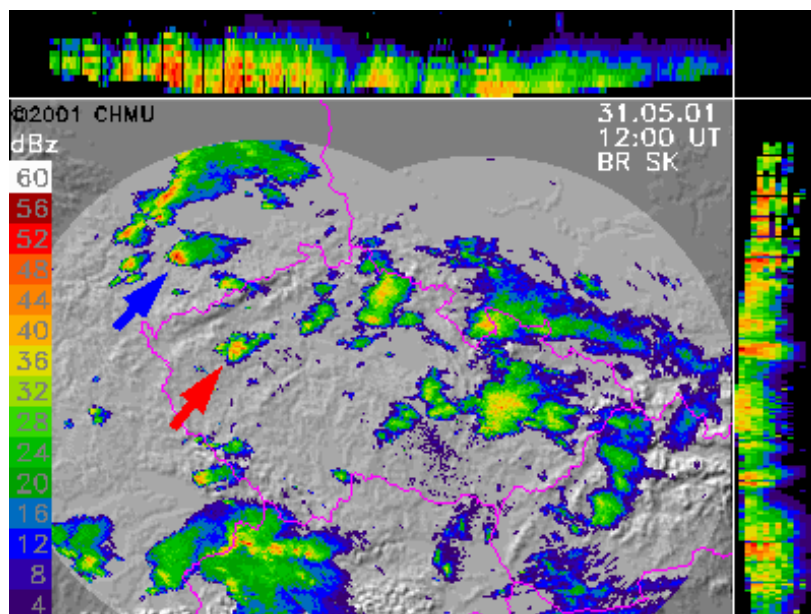
Tab. 4: Hodnoty CAPE, CIN, EHI, SREH a S (střih větru) z aerologické sondáže Praha-Libuš, Kuemmersbruck (Německo) a Brno – Sokolnice (se svolením Davida Rývy).

Datum	11.6.2000		31.5.2001	
	Praha - Libuš	Kuemmersbruck	Praha - Libuš	Brno - Sokolnice
CAPE [J/kg] Parcel MU	847	2019	330	48
CIN [J/kg]	0	0	-1	-11
EHI	0,1	0	0,4	0
SREH0-6 [J/kg]	19	42	313	293
S 0-6 [m/s]	10,1	10,5	36,4	38,4

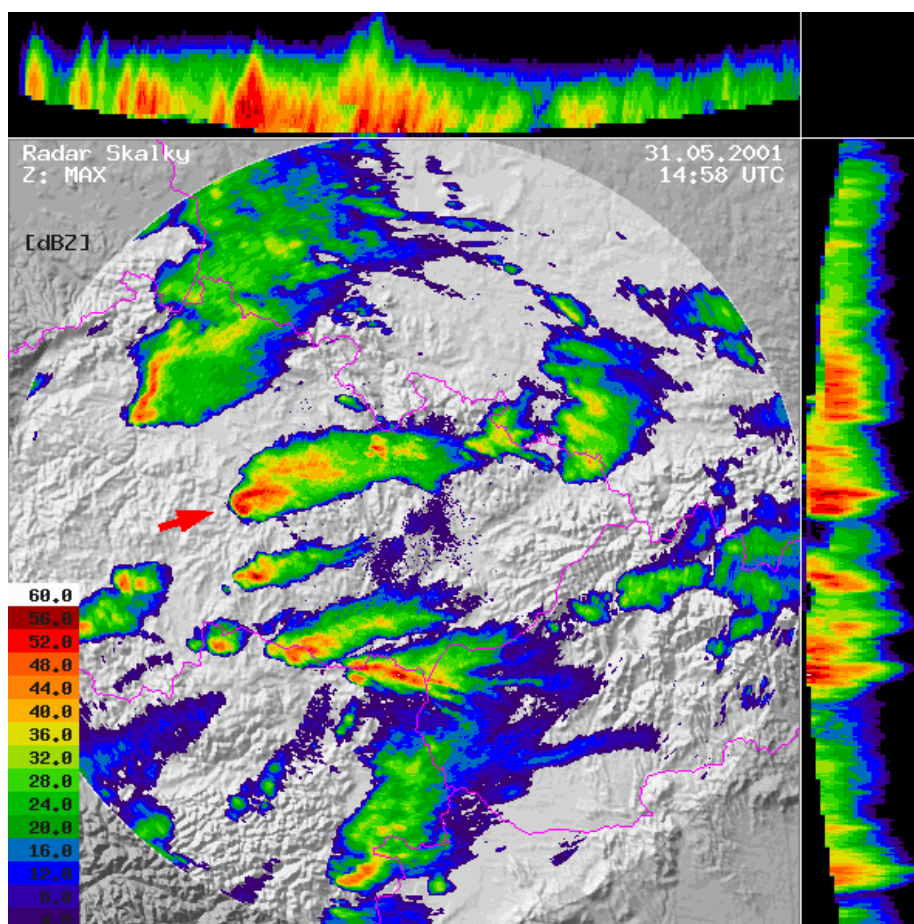
Milošovické tornádo, které vzniklo 31.5.2001 vykazovalo hodnoty velmi příznivé pro vznik supercely, případně tornáda (viz tab. 4). V tento den se na našem území vyskytly mimořádně silné bouřky, jejichž vznik podpořily i vysoké hodnoty střihu větru. Jak ve své práci uvádí Púčik (2011), pro předpověď možného výskytu tornád jsou vhodné hodnoty pro střih větru v hladině 0-1 km okolo 10 m.s^{-1} , v hladinách 0-6 km jsou to hodnoty nad 25 m.s^{-1} (stanoveno pro dlouhotrvající supercelární bouřky) a SREH v hladině 0-1 km nad 150 J/kg .

První slabší konvektivní bouře, která ten den přešla přes území České republiky a ve které se vyskytlo tornádo, vznikla kolem 1100 UTC v Německu a pokračovala přes Krušné hory, Chomutovsko, Lounsko, Kralupy nad Vltavou a ve směru dále na Nymbursko. První tornádo, které bylo zaznamenáno, se vyskytlo u obce Dušníky nad Vltavou a trvalo přibližně jednu minutu se stupněm síly F1 (Setvák et al., 2004).

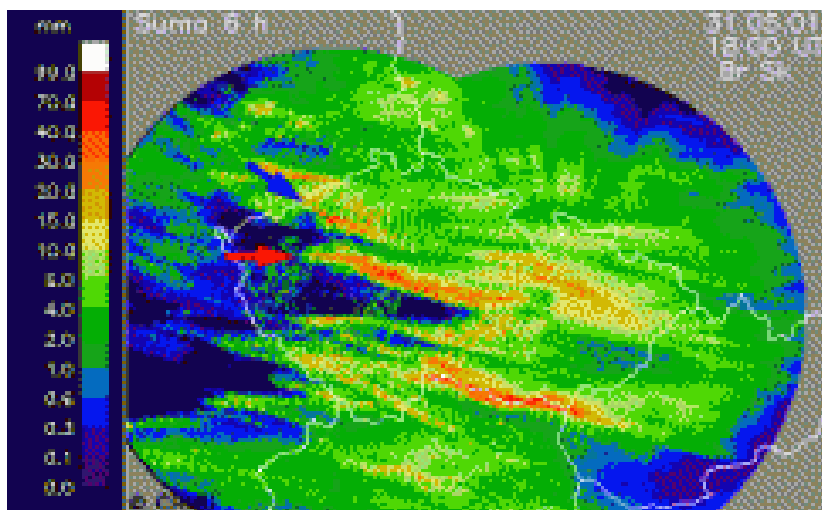
Druhá silnější konvektivní bouře, která byla doprovázena tornády, začala projevoval svoji sílu kolem 1150 UTC na západním území České republiky (www.tornada-cz.). Na počátku ve své slabší podobě přešla přes území Křivoklátsko, jižní okraj Prahy a nad okresem Benešov se spustila tornáda. Obrázky 10, 11 a 12 znázorňují trajektorii bouří na našem území. Trajektorie jsou označeny šipkou modré a červené barvy (www.tornada-cz.). Tornáda zasáhla dlouhý pás kolem Sázavy mezi Zručí nad Sázavou a Světlou nad Sázavou.



Obr. 10: Vývoj radarové situace maximální radarové odrazivosti 31. května 2001 (www.tornado-cz).



Obr. 11: Radarový snímek nám ukazuje výskyt supercely (označeno šipkou), ze které se spustilo tornádo (www.tornado-cz.cz).



Obr. 12: Vývoj radarové situace na sloučených snímcích maximální odrazivosti 31. května 2001 (www.tornado-cz).

Milošovické tornádo je jedním z nevýznamnějších tornád za poslední dobu. Doba vzniku byla mezi 1430 – 1440 UTC a doba života byla kolem 10 až 15 minut (Setvák et al., 2004). Z tab. 4 je patrné, že hodnoty zvolených prekurzorů konvekce byly značně vysoké a předvídaly tak možnost vzniku silných konvektivních bouří, případně tornáda. Střih větru, podle stanice v Praze, byl v hladině 0-6 km $36,4 \text{ m.s}^{-1}$. Helicita byla spočtena 313 J.kg^{-1} . Obě tyto veličiny výrazně překračují prahy pro očekávání silné konvekce. Ve srovnání s tornádem v Málkově (viz část 7.2) byly hodnoty CAPE nízké (pouze 330 J.kg^{-1}). Podle Púčika (2011) může být pozorována slabší bouřka i při hodnotách CAPE okolo 300 J.kg^{-1} . V pozorované situaci byla nízká hodnota CAPE nahrazena jinými extrémními hodnoty ostatních veličin.

Svědky bylo tornádo popisováno jako mohutný trychtýř, který se spustil k zemskému povrchu ze spodní základny oblačnosti bouře. Podle obr. 13 (vlevo od trychtýře) je zřetelný výskyt chuchvalců oblačnosti. Předpokládá se, že tyto chuchvalce jsou sekundárními savými víry tornáda. Jak je vidět z obr. 13, ačkoliv kondenzační chobot nedosahoval ještě k zemskému povrchu, podle sloupu prachu je viditelné, že cirkulace tornáda již dosahovala k povrchu země. Tornádo napáchalo rozsáhlé škody. Vytvořilo stopu širokou mezi 400-500 m a dlouhou kolem 4,5 km (Setvák et al., 2004). V této stopě se nacházely dva polomy. Stromy zde byly polámány do všech stran, což nepřímě dokazuje přítomnost savých vírů. Zvuky, které tornádo vydávalo, byly přirovnány k jedoucímu metru nebo přeletu několika letadel najednou. Podle výpovědí svědků, kteří se vyskytovali v danou dobu v místech výskytu tornáda, se po zániku tornáda spustil silný déšť s kroupami a silný vítr. Následkem tornáda bylo doslovně uvalcování trávy, domy přišly o střešní krytiny, některé i o trámy, stromy byly vytrhány z kořenů apod. Na základě

způsobených škod bylo tornádo klasifikováno stupněm F3 podle Fujitovy stupnice (Setvák et al., 2004).

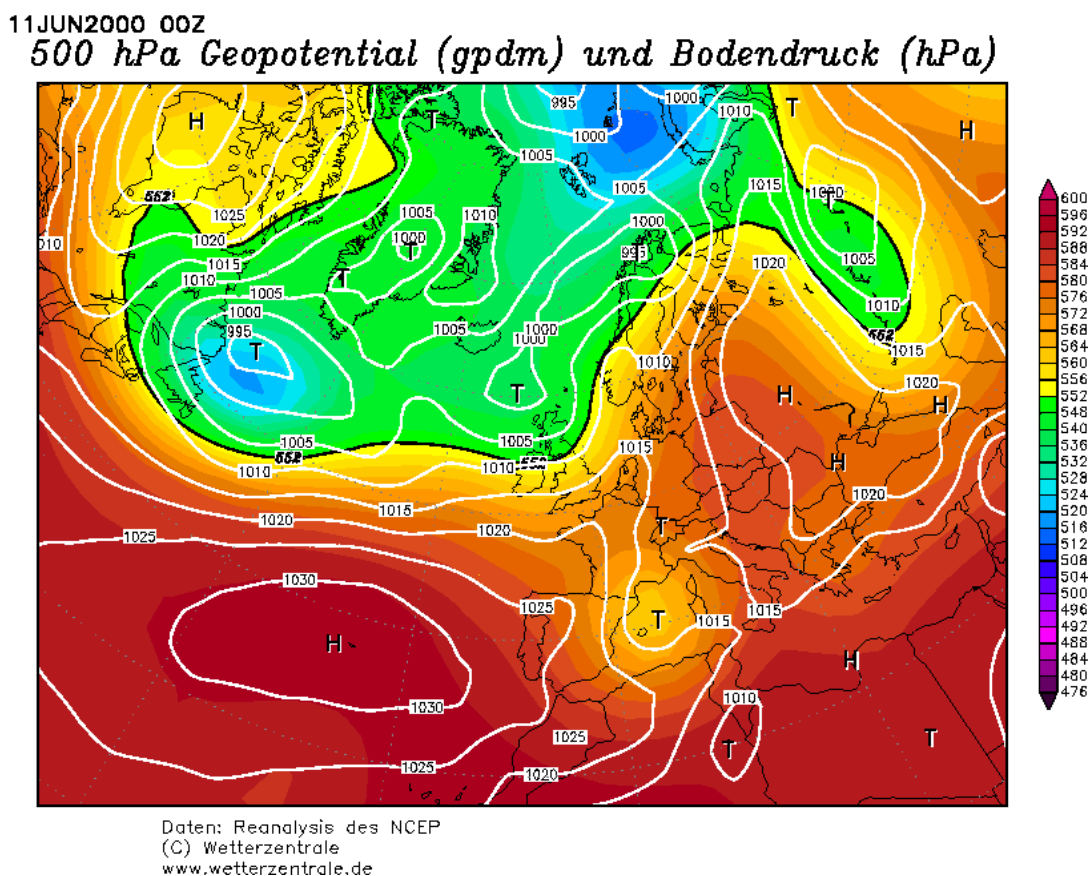
Bez ohledu na chybějící dopplerovská data, která by dokázala výskyt mezocyklony, byla bouře, ve které vzniklo Milošovické tornádo, supercelou. To nám dokazují meteorologické radary ČHMÚ (Setvák et al., 2004).



Obr. 13: Snímek počáteční fáze tornáda nad Milošovickými (www.tornado-cz).

7.2. Tornádo v Málkově 11. června 2000

Dne 11. června 2000 se nad západní Evropou v hladině 500 hPa (obr. 14) vyskytovala brázda nižšího tlaku vzduchu, která se při postupu začala vyplňovat (Šálek et al., 2002). Blízko zemského povrchu se přes střední Evropu směrem k východu pohybovala studená fronta spojována s mělkou brázdou nízkého tlaku vzduchu, která se také vyplňovala. Bouře, ze které se nad Málkovem spustilo tornádo, se zpočátku nezdála nijak mimořádná.

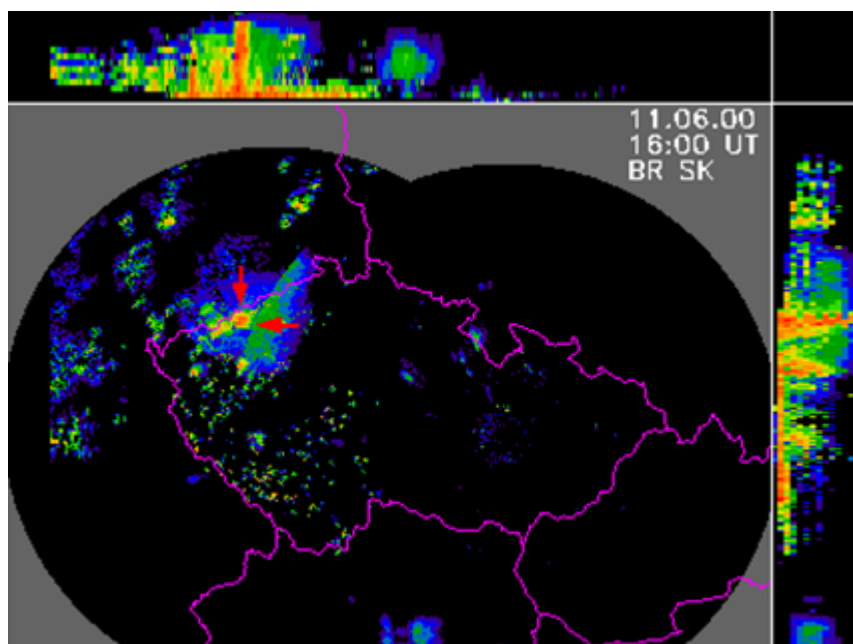


Obr. 14: Analýza přízemního tlakového pole (bílé křivky) a geopotenciálu v hladině 500 hPa (barva, viz legenda) 11. června 2000 (www.wetterzentrale.de).

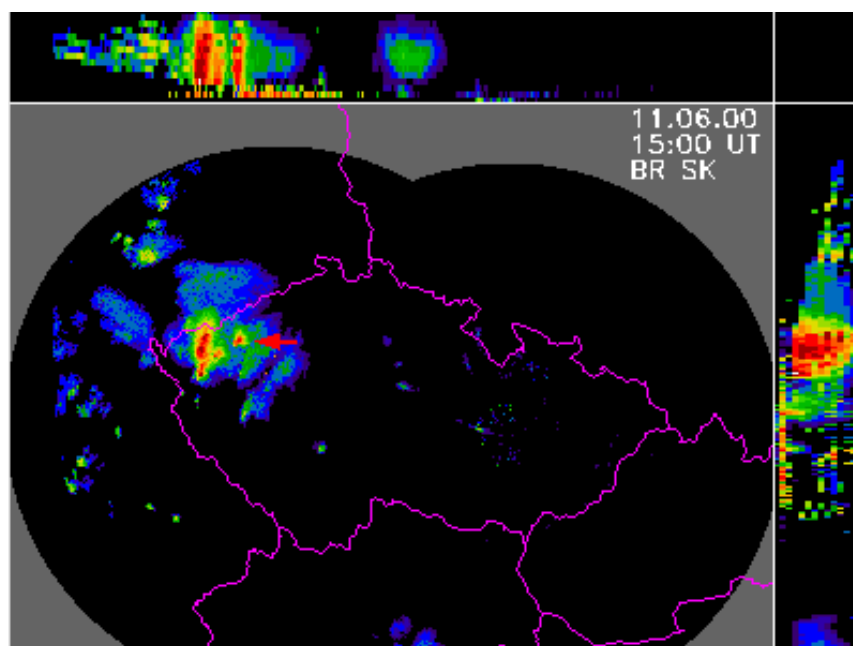
Obec Málkov se nachází přibližně 4 km západně od Chomutova. Podle svědků 11. června 2000 bylo velké horko, jasno a bezvětrí. V 1400 UTC se pomalu začalo zatahovat, v 1430 UTC byla zaznamenána vzdálená bouřka, v 1510 UTC silící vítr a v 1515 UTC slabý déšť. V 1600 UTC podle svědků byl nad obcí velký černý oblak (spodní okraj Cb) (Šálek et al., 2002).

Na radaru postupovala tato bouře jako samostatný jev proti směru postupu frontálních bouří (obr. 15, 16). Frontální bouře postupující od jihu se zpočátku jevily mnohem zajímavějšími. Na animaci radarových snímků ze dne 11. června 2000 došlo ke splynutí těchto bouří. Toto splynutí svědci popsali jako „sražením“ dvou bouří postupující Málkovské bouře od východu

a frontálních bouří od jihu. Frontální bouře, které postupovaly od jihu, postupně slábly. Nakonec se hlavní bouřkou stala Málkovská postupující od východu.



Obr. 15: Vývoj radarové situace 11.6.2000 (www.tornada-cz).



Obr. 16: Vývoj radarové situace 11.6.200 (www.tornada-cz).

Dne 11.6.2000 byla poměrně nízká vlhkost ve spodních hladinách. Jak uvádí Sulan et al. (2004) ten den byly hodnoty rosného bodu v západních Čechách kolem 13-18°C, ve středních Čechách to bylo pouze 11°C. Je pravděpodobné, že důvodem těchto teplot byly hodnoty CAPE

vyšší než podle výpočtů pro Prahu (847 J.kg^{-1}) (viz tab. 4). Pro vývoj konvekce hrál nezanedbatelnou roli i stříh větru (okolo 10 m.s^{-1}). V našem případě hodnoty stříhu větru byly v hladině 0-1 km $10,1 \text{ m.s}^{-1}$. Avšak hodnoty SREH nevykazovaly nadprahové hodnoty. Na vývoj silné konvekce ukazovala tedy pouze vyšší hodnota CAPE. Všechny prekurzory mohou být ovlivněny výskytem frontálního rozhraní, jehož přechod do značné míry změny vertikální sondáž atmosféry. Je tedy zřejmé, že ne vždy vedou vybrané prekurzory silné konvekce k úspěšné předpovědi.

Jak uvádí Šálek et al. (2002) je možné, že právě počáteční impulsem pro vznik tornáda se stalo přísátí vzduchu vytékajícího z okolních bouří. Vzduch, který vytéká ze sestupných proudů okolních bouří, může dosahovat vyšších hodnot vorticity než původní vzduch okolního prostředí. Proto přísátý vzduchu vytékajícího z okolních bouří může způsobit větší intenzitu její supercelární rotace (Doswell a Burgess, 1993 in Šálek et al., 2002).

Podle svědků byl trychtýř tornáda poprvé zpozorován kolem 1600 UTC. Cesta, kterou tornádo urazilo, byla kolem 2,5 km dlouhá. Tornádo bylo doprovázeno velkým hlukem odpovídajícím proletu tryskových letadel. Podle svědků tornádo vyvrátilo několik stromů, z jednoho domu odneslo celou střechu či vyneslo auto do vzduchu do výšky kolem 3 m a poté ho odhodilo. Podle výpovědí svědků bylo tornádo v průměru v dolní části široké kolem 50 m, v horní části kolem 100 m a vykazovalo cyklonální směr rotace (www.tornada-cz.cz). Podle výpovědí svědků a rozsahu škod, které tornádo způsobilo, bylo kategorie mezi F2 až F3. Škody, které Málkovské tornádo způsobilo, jsou vyobrazeny na snímcích 17 až 19. Stromy byly přelámané, sportovní (ocelová) hala v obci byla zcela zničena, místní kaplička byla poškozena stromem, který byl vyvrácen.



Obr. 17: Způsobené škody v obci Málkov 11. června 2000 (www.tornada-cz.cz).



Obr. 18: Způsobené škody v obci Málkov 11. června 2000 (www.tornada-cz.cz)



Obr. 19: Způsobené škody v obci Málkov 11. června 2000 (www.tornada-cz.cz).

8. Diskuze

Jak bylo zjištěno z různých zdrojů, byl dříve výskyt tornád na našem území zcela zpochybňován. Laická ale i odborná veřejnost nevěřila možnému výskytu tornád na našem území. Až od počátku nového tisíciletí dochází k výraznému nárůstu zdokumentovaných případů (viz příloha 1). V současnosti jsou tornáda velmi dobře zdokumentována. Nárůst počtu zdokumentovaných případů není vlivem častějšího výskytu tornád na našem území, ale je to vlivem lepší informovanosti veřejnosti a následně odborníků a zaznamenání těchto případů. Výskyt tornád se dostává do povědomí veřejnosti a tak si jich lidé mnohem více všímají. Avšak po roce 2008 opět dokumentace výskytu tornád trochu upadá. Dá se předpokládat, že je to způsobeno ukončením výzkumných projektů, které se problematikou silných bouří a případně výskytu tornád zabývaly.

I když je v dnešní době výskyt tornád poměrně častou záležitostí, stále nedokážeme předpovědět, kdy a kde se tornádo vytvoří. Pro předpověď silných konvektivních bouří se používají dva postupy. Numerické modely předpovědi počasí jsou v současné době schopné explicitně simulovat vývoj konvekce, kvalita jejich předpovědi silné konvekce je ale stále výrazně omezena. Předpovědi těchto modelů jsou stále chápány jako možné varování před vznikem silných bouří. Druhým postupem je vyhodnocování aerologických měření a krátkodobé varování před možným vznikem silných bouří. Z těchto měření bylo vyvinuto velké množství tzv. prekurzorů konvekce, které mohou meteorologovi napovědět potenciál atmosféry ke vzniku bouře. Oba zmíněné postupy tedy mohou upozornit na nebezpečí vývoje silné konvekce, lokalizace bouří je ale stále velkou neznámou.

Na zkoumaných případových studiích jsou vidět slabiny předpovědi na základě těchto prekurzorů konvekce. V kapitole 7 byly popsány dvě případové studie s rozdílnými hodnotami prekurzorů. Aerologické sondáže 31.5.2001 vykazovaly velmi příznivé podmínky pro vznik konvektivních bouří, případně pro vznik dalších nebezpečných jevů. Střih větru byl velmi vysoký a helicity byla spočtena dokonce 313 J/kg, což naznačovalo možnost vzniku supercelární oblačnosti. Hodnoty veličiny CAPE byly sice nízké, ale stále dostačující ke vzniku bouře. Zároveň zanedbatelné hodnoty CIN umožňovaly rychlý vznik konvektivní oblačnosti.

V druhém případě dne 11.6.2000 aerologická měření nevykazovala takový potenciál ke vzniku silných bouří, přesto se nad územím ČR několik bouří vyskytlo a dokonce byl zdokumentován i výskyt tornáda. Hodnoty CAPE byla sice výrazně vyšší, než v prvním případě, ale charakteristiky střihu větru vůbec neukazovaly na možnost vzniku supercelární konvekce.

9. Závěr

V předložené práci je na základě dostupné literatury popsán vznik organizované konvekce a tornád. Studie je zaměřena především na popis tornáda a na prostředí, ve kterém se vyskytuje, a ve kterém dochází k jeho vývoji. V druhé části práce je popsáno, jak je odhadovaná intenzita tornád a jaký je výskyt tornád na našem území, včetně popisu dvou případových studií s výskytem tornád.

Fyzika tornád a jejich vzniku je velmi složitá. Stále nedošlo k úplnému porozumění, proč se v danou dobu vyskytne tornádo. Výskyt tornád na našem území může být mnohem častější, než se v současné době domníváme. Většina z nich nejspíš unikne pozornosti meteorologů, pokud nejsou jinými sdělovacími prostředky o nich informováni. Avšak počet zdokumentovaných tornád není malý, což je pravděpodobně dáno informovaností veřejnosti.

Vzhledem k stále nejasné fyzice vzniku je v současné a nejspíše i budoucí době předpověď tornád stále víceméně nemožná. Díky rozvoji numerických modelů předpovědi počasí spolu s využitím prekurzorů konvekce ze sondážního měření můžeme zjistit možnost výskytu silných konvektivních bouří, které by případně mohly způsobit výrazné škody, případně i tornáda. Meteorologicky lze obecně předpovědět dny, ve kterých pravděpodobnost výskytu silných konvektivních bouří je větší, nelze však předpovědět, zda se v daný den vyskytne tornádo. Tornádo je pouze jedním z mnoha nebezpečných jevů při silných konvektivních bouří a nelze určit míru tendence právě pro výskyt tornáda. I když s výskytem supercel je větší šance na výskyt tornád, ani to není nutností pro výskyt extrémního jevu. Tornáda, stejně jako jakýkoliv jiný extrémní jev, se na blížících se bouřkách mohou, ale nemusí vyskytnout. Předpověď je velmi složitá a ani v Spojených státech amerických, kde výskyt tornád je častým jevem, není jejich výskyt dobře předvídatelný.

Rozšiřování databáze o následcích silných konvektivních bouří, se kterými jsou spojena tornáda, neustále vede k přehodnocování předpovědi konvekce. I když je znám výskyt tornád na našem území, předpověď je skoro nemožná (jak bylo možné vidět na případových studiích). Výskyt tornád je považován za událost, kdy možnost včasné detekce při současných možnostech je v podstatě mizivá, proto pro minimalizaci materiálních ztrát a ztrátách na životech je nutná včasná informovanost veřejnosti o nebezpečných jevech, což by mělo vést k větší opatrnosti a méně riskantnímu chování obyvatelstva při zjišťování příznaků nástupu tornád a ostatních nebezpečných jevů. K získání odpovědí na otázky ohledně výskytu tornád a včasné předpovědi je nezbytné pokračování v intenzivním pozorování a zkoumání tornád nejen odborníky ale i širokou škálou amatérských skupin

Seznam použité literatury

- BLANCHARD, D. O. (1998): Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. *Weather and Forecasting*, č. 13, s. 870-877.
- BLUESTEIN, H. B. (1993): *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Oxford University Press, New York, Oxford, 594 s.
- DOSWELL, CH. A. (2001): *Severe convective storms*. American Meteorological Society, Boston, 561 s.
- HUNTRIESER H. et al. (1997): Comparison of Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland. *Weather and Forecasting*, č. 12, s. 108-125.
- CHALLONER, J. (2003): *Hurikány a tornáda*. Fortuna Print, Praha, 59 s.
- LACINOVÁ, M., MUNZAR, J. (2007): „Nová“ historická tornáda a tromby v českých zemích. *Meteorologické zprávy*, 60, č. 5, s. 152-155.
- LEMON, L. R., DOSWELL, CH. A. (1979): Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Monthly Weather Review*, č. 107, s. 1184-1197.
- LYNCH, J. (2003): *Počasí*. Euromedia Group, Praha, 240 s.
- MANZATO, A. (2003): A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods. *Atmospheric Research*, č. 67-68, s. 417-454.
- MARKOWSKI, P., RICHARDSON, Y. (2010): *Mesoscale meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, 430 s.
- MCDONALD, J. R. (2001): T. Theodore Fujita: His contribution to tornado knowledge through damage documentation and the fujita scale. *American Meteorological Society*, č. 82, 63-72.
- MORRIS, N. (2003): *Hurikány a tornáda: Přírodní katastrofy*. Computer Press, Brno, 32 s.
- OBRUSNÍK, I. (2002): *Počasí: krizové situace způsobené přírodními vlivy*. Ministerstvo životního prostředí, Praha, 64 s. správná jména?
- RASMUSSEN, E.N., BLANCHARD, D. O. (1998): A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting*, č. 13, s. 1148-1164.
- ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): *Fyzika oblaků a srážek*. Academia, Praha, 574 s.
- SETVÁK, M., NOVÁK, P., ŠÁLEK, M. (2004): Tornáda 31. května 2001 na území České republiky. *Meteorologické zprávy*, 57, č. 4, s. 101-112.
- SULAN, J., PEŠICE, P., STAŠA, P. (2004): Výpočet kovektivní dostupné potenciální energie „CAPE“ a možnosti jeho využití v provozu ČHMÚ. *Meteorologické zprávy*, 57, č. 3, s. 61-68.
- ŠÁLEK, M. (1994): Silné bouřky na Moravě spojené s výskytem tromby v obci Lanžhot dne 26.5.1994. *Meteorologické zprávy*, 47, č. 6, s. 172-177.

- ŠÁLEK, M., SETVÁK, M., SULAN, J. (2002): Významné konvektivní jevy na území České republiky v letech 2000-2001. Meteorologické zprávy, 55, č. 1, s. 1-8.
- VALACHOVÁ, M. (2009): Bouřka jako nebezpečný jev a možnosti její předpovědi [Diplomová práce.] Praha: Matematicko fyzikální fakulta UK, KMOP, 105 s.
- WAKIMOTO, R. M., WILSON, J. W. (1989): Non-supercell Tornadoes. Monthly Weather Revue, č. 117, s. 1113-1140.
- WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B. (1982): The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Monthly Weather Revue, č. 110, s. 504-520.
- WILLIAMS, E., RENNO, N. (1993): An Analysis of the Conditional Instability of the Tropical Atmosphere. Monthly Weather Revue, č. 121, s. 21-36.
- ZACHAROV, P., ŘEZÁČOVÁ, D. (2005): Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvektivního prostředí. Meteorologické zprávy, 58, č. 3, s. 65-72.

Seznam použitých elektronických zdrojů

- Analýza přízemního tlakového pole [cit. 1.7.2014]. Dostupné z WWW: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>.
- Beaufortova stupnice síly větru. [cit. 1.4.2014]. Dostupné z WWW: <http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/beaufort.html>.
- DOSWELL, CH. A. (2001): What is a tornado? [cit. 8.2.2014]. Dostupné z WWW: http://www.cimms.ou.edu/~doswell/a_tornado/atornado.html.
- EHI [cit. 12.5.2014]. Dostupné z WWW: <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/314/>.
- HOUZE, R. A. (1994): Cloud dynamics. [cit. 2014-06-11]. Dostupný z WWW: <ftp://128.95.175.49/pub/pub/houze/old/CloudDynamics.pdf>.
- Kosmůw letopis český. [cit. 25.3.2014]. Dostupné z WWW: <http://search.mlp.cz/cz/titul/kosmuw-letopis-cesky/3370016/>.
- Mapa výskytu tornád [cit. 19.6.2014]. Dostupné z WWW: <http://www.tornada.cz/o-tornadech/mapa.php>.
- Meteorologický slovník výkladový a terminologický. [cit. 13.3.2014]. Dostupné z WWW: http://www.ufa.cas.cz/html/meteo/slovník_14/index.htm.
- Mezinárodní stupnice intenzity tornád. cit. [28.4.2014]. Dostupné z WWW: <http://www.torro.org.uk/site/tscale.php>.
- MUNZAR, J. (1993): Tromby (tornáda) na území České republiky v letech 1119-1993. [cit. 2014-05-11]. Dostupný z WWW: <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/tornada/hist/munzar01.html>.

Přehled jednotlivých případů tornád a jevů příbuzných zaznamenaných na území České republiky. [cit. 7.6.2014]. Dostupné z WWW:

<<http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/tornada/tortabcz.html>>

<<http://www.tornada-cz.cz/pripady/>>.

PÚČIK, T. (2011): Manuál na predpovede burok. cit. [1.7.2014]. Dostupné z WWW:

<http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/om/weather_links/Pocasi/Bourky/Manual_bourky.htm#tornada>.

Sekundární savé víry. [cit. 5.4.2014]. Dostupné z WWW:

<<http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/tornada/poznamky/save-viry.html>>.

Schematické zobrazení základní struktury tornáda. [cit. 17.3.2014]. Dostupné z WWW:

<<http://www.tornada-cz.cz/definice/>>.

Supercela [cit. 10.4.2014]. Dostupné z WWW:

<<http://www.bourky.com/pozorovani/supercely-a-squall-line-22-6-2011/>>.

Wall cloud [cit. 20.7.2014]. Dostupné z WWW: <<http://vermilionweather.com/wallshelf.php>>.

Přílohy

Příloha 1: Přehled případů tornád na území České republiky od roku 2000, kde T znázorňuje tornádo, (T)= tornádo, kde na jeho výskyt pouze usuzujeme na základě charakteru způsobených škod, T?= doposud neuzavřený nebo nejasný případ (<http://portal.chmi.cz/> a www.tornada-cz.cz/pripady/).

Datum výskytu	Čas (UTC)	Lokalita výskytu jevu	Intenzita jevu	Typ jevu
26.6.2013	17:00-17:02 2 min	Pavlíkov (okr. Bruntál)	F0	T
18.6.2013	~15:30-15:40	Krnov (okr. Bruntál)	F2	T
24.6.2012	22:12 ? min	Hukvaldy (okr. Frýdek-Místek)		T
21.6.2011	~15:10 ?	Staré Čivice (okr. Pardubice)	F2	T
26.5.2011	~18:25 ?	Lbín u Teplic	F1(F2?)	(T)
27.8.2010	~ 6:40 ~ 1-2 min	Vratimov (okr. Frýdek-Místek)	F1	T
24.8.2010	~16.45-16.55	Olešnice (SZ od Blanska)	F1 (F2?)	T
11.5.2010	~ 09:45-09:50 ~ 5 min	Dolní Ředice u Holic (Pardubic)	F0	T
22.5.2009	~ 15:45 ~ ???	Albrechtice (okr. Karviná)		T?
25.6.2008	~ 17:45 ~ ???	Pohled - Smrkový Týnec (okr. Chrudim)	F2	T, D
15.5.2008	~ 12:12-12:23 ~ cca 10 min	Mohelnice, Dubicko	F0	T
28.9.2007	~ 12:13-12:15 ~ cca 2 min	Deštná u Jindřichova Hradce	F1	T
28.9.2007	~ 11:25-11:30 ~ ???	SZ okraj Českých Budějovic	F0	(T)
23.8.2007	~ 16.50-17.05 ~ cca 15 min	Písek, Vráž	F0	T

Datum výskytu	Čas (UTC)	Lokalita výskytu jevu	Intenzita jevu	Typ jevu
19.7.2007	~ 02.00 ~ ???	Zbytiny (okr. Prachatice)	F1	T
11.7.2007	~ 17.20-17.30 ~ cca 10 min	Trutnov	F0	T
28.2.2007	~ 19.10 ~ cca 1-2 min	Heřmanice u Jaroměře	F0	(T)
18.1.2007	~ 23.19 ???	Třebeň, okr. Cheb	F2	(T)
27.8.2006	~ 11.10-11.25 ~ cca 15 min	Napajedla	F0	T
12.7.2006	~ 14.40 ???	Vodňany – Křtětice (okr. Strakonice)	F1	(T)
10.7.2006	~ 15.30-15.40 ~ 5-10 minut	Jedovnice	F0	T
28.6.2006	~ 20.40-20.50 ~ 3-5 minut	Oborná, severovýchodně od Bruntálu	F1	T
13.6.2006	~ 12.10-12.20	Božice (u Znojma)	F0	T
20.5.2006	~ 18.20 ~ ?	Žalmanov (okr. KV)	F1/F2	D, T?
14.5.2006	~ 11.30-11.35 ~ cca 5 minut	Znojmo	F0	(T)
17.4.2006	~ 17.39-17.45 ~ cca 6 minut	Jablonec n. Nisou	F0	T?
7.8.2005	~ 9.56-9.58 ~ 2 min	Brandýsek, okr. Kladno	F0	T?
29.7.2005	~ 21.00-21.40 ~ cca 40 minut	Krušné hory (Abertamy, Ryžovna, Loučná, Č. Hamry)	F2	T
9.7.2005	~ 14.00-14.10 ~ 2-4 minuty	západně od Jaroměře (Lázně Velichovky)		T
15.6.2005	~ 13:30 - 14:00 ~ 5 až 10 minut	Podbřezí (JV od Dobrušky)	F0	T

Datum výskytu	Čas (UTC)	Lokalita výskytu jevu	Intenzita jevu	Typ jevu
5.6.2005	~ 8:10 - 8:30 ~ 5 minut	Třebom (u Opavy)	F2	T
9.8.2004	~ 15:50 - 16:10 ~ 5 minut	Ostrožská Nová Ves (u Uh. Hradiště)	F0	T
20.7.2004	~ 16:30 - 16:40 ~ 1 minuta	Jáchymov	F0	T
5.7.2004	~ 13:00 - 13:10 ~ 5-10 minut	Čechy pod Kosířem	F0(F1?)	T
20.6.2004	~ 9:40 - 10:05 ~ 3 minuty	Krčmaň u Brodku u Přerova	(F0?)	F, (T?)
19.6.2004	~ 15:50 - 18:10 ~ 1 minuta	Břeclav (letišťe)	(F0?)	T?
19.6.2004	16:41-16:50 ~ 9 minut	Srbsko (okres Mladá Boleslav)	(F0?)	F, T?
9.6.2004	~ 14:30 ~ 10 minut	Litovel	F3	T, D
9.6.2004	~ 14:15 - 15:00 ~ 10 minut	Seninka	(F1?)	T, D
2.6.2004	10:13 ~ minuty	Vysoká u Holic, Jaroslav (okres Pardubice)	(F0?)	T?
15.12.2003	03:30 - 03:50 < 5 minut	Velké Hostěrádky (okres Břeclav)	F0	T?
13.8.2003	14:30 - 14:45 < 5 minut	Kraslice (okr. Sokolov)	F0	T
23.7.2003	10:10 - 10:30 ~ 5 minut	Chlum (Manětínsko, okr. Karlovy Vary)	F0	T
22.7.2003	17:35 - 18:00 ~ 30 minut	Halenkovice (5 km JV od Otrokovic)	F1	D, T
13.7.2003	11:00 - 11:30 ~ 5 minut	Brno - Černovice	F0	(T)
6.6.2003	~ 12:05-12:11 ~ 5-6 minut	Nový Malín (okr. Šumperk)	F0	T

Datum výskytu	Čas (UTC)	Lokalita výskytu jevu	Intenzita jevu	Typ jevu
7.8.2002	~13:15 ~ 2 min	Mýtinky u Nové Bystřice (okr. Jindřichův Hradec)	F1	T
7.8.2002	~12:15-12:30 ~ minuty	Dačice (okr. Jindřichův Hradec)	F0(F1?)	T
16.7.2002	~13:05-13:20	Žabčice (jižně od Brna)	F1(F0?)	D, T?
13.7.2002	~15:00-16:00 ~ 5-10 min	Sázava (okr. Kutná Hora)	F1(?)	T
10.7.2002	~15:10-15:30 ~10 min	Žlutice (okr. Karlovy Vary)	F1(?)	T
14.5.2002	~ 12:25-12:45 ~ 20 min	Hevlín (okr. Znojmo)	F1	T
4.8.2001	~ 16:15-16:30, ~5 min	Tučapy (okr. Kroměříž)	F0	T
3.8.2001	~ 17:00, (??? - minuty)	Chlum u Třeboně (okr. Jindřichův Hradec)	F1(?)	D, T?
20.7.2001	~ 14:00, ~1 min	sev. od Velké Bystřice (okr. Olomouc)	?	T?
20.7.2001	~ 12:30, ~ 10- 15 min	Stařechovice (okr. Prostějov)	F2	T
20.7.2001	12:10, ~7 min	jižně od Brna	F1	T
20.7.2001	~ 12:00, ~15 sec	Vranovice (okr. Prostějov)	?	T?
31.5.2001	~15:10, ~3- 4 min	Vyšehořovice (okr. Praha- východ)	F0	T
31.5.2001	???	Hovorčovice (severně od Prahy)		(T)
31.5.2001	???, ~1 min	Dušníky nad Vltavou (okr. Mělník)	F1	T
31.5.2001	~15:00	Vilémovice, Mrzkovice (okr. Havlíčkův Brod)	F2	T
31.5.2001	14:30-14:40, ~10-15 min	Milošovice (okr. Kutná Hora) - Velká Paseka (okr. Havlíčkův Brod)	F3	T

Datum výskytu	Čas (UTC)	Lokalita výskytu jevu	Intenzita jevu	Typ jevu
31.5.2001	~14:00, ~3-4 min	Kochánov/Střížkov (okr. Benešov)	F2	T, D
2000-08-21/22		střední a východní Čechy, HK	F1-F2	D, T?
30.7.2000	~14:00	Popovice (okr. Beroun)	F0	T
8.7.2000	~15:00, ???	Přestavlky (okr. Přerov)	F1	T
4.7.2000	14:56, ~5 min	Dražovice (okr. Vyškov)		T
2.7.2000	~14:00	Krasíkovice (okr. Pelhřimov)	F2	D, T?
11.6.2000	16:00, ~15 min	Málkov (okr. Chomutov)	F2(F3?)	T
19.4.2000	15:15, 10-20 min	Studnice (okr. Vyškov)	F1	T